РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ОНЗ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY
GEOLOGICAL INSTITUTE RAS

ГЕОС

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUARTERNARY

№ 76

Bulletin was founded in 1929

Editorial Board:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief)
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA

MOSCOW
GEOS
2018

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 76

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

МОСКВА
ГЕОС
2018

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 76. – М.: ГЕОС, 2018. – 160 с.
ISSN 0366-0909

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.В. Панин, А.С Застрожнов
Н.Г. Судакова, В.С.Зыкин, И.М. Хорева, И.П. Второв

Рецензенты
доктор геол.-мин. наук Л.Н. Андреичева, доктор геогр. наук А.В.Панин
доктор геол.-мин. наук Ю.А. Лаврушин

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 76. – M.: GEOS, 2018. – 160 p.
ISSN 0366-0909

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A. Lavrushin (Editor-in-chief), A.V. Panin, A.S. Zastrozhnov
N.G. Sudakova, V.S.Zikin, I.M. Khoreva, I.P. Vtorov

Reviewers:
Doctor of Geology and Mineralogy L.N. Andreicheva, Doctor of Geography A.V. Panin
Doctor of Geology and Mineralogy Yu.A. Lavrushin

© Российская Академия наук, 2018
© ГЕОС, 2018

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

ВЗРЫВНЫЕ ВОРОНКИ-КОЛОДЦЫ И АКТУАЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ РОЛИ ДЕГАЗАЦИИ НЕДР В КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЯХ И ЛАНДШАФТНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

В.А. Епифанов

Сибирский научно-исследовательский институт минерального сырья, Новосибирск, e-mail: zem864@yandex.ru

Дано иллюстрированное фотографиями описание воронок-колодцев, образовавшихся в Сибири в 2013–17 гг. при самопроизвольных выбросах метана. Диаметры объектов 4–26 м, глубина до 100 м. Показано, что за 3–4 года воронки становятся неотличимыми от типичных тундровых озёр, которых в Российской Арктике миллионы. Описан механизм влияния глубинной дегазации на формирование «вечной мерзлоты» и залежей газогидратов. С их развитием и деградацией связываются изменения климата, ландшафтов, биоценозов. Указан ряд фактов, объяснение которых в рамках современных моделей оледенений в квартере невозможно. Предложена решающая эти проблемы «дегазационная парадигма».

Ключевые слова: дегазация недр, метангидраты, взрывы, воронки, озёра, климат, модели.

Пора привыкать к мысли, что в истории Земли было много таких явлений, которых сейчас нет, явлений грандиозных и совершенно необычных
Д.В. Наливкин

В 2013–2014 годах в Арктической части Сибири на п-вах Ямал и Таз и на Таймыре были обнаружены уникальные природные объекты – три крупных и глубоких воронки (рис. 1–3). Они привлекли внимание СМИ и оказались «новыми и неожиданными» для геологов, географов, мерзлотоведов. Активность СМИ и «живая реакция» пользователей Интернета, а также понимание реальной угрозы для промыслов углеводородных (УВ) газов на Ямале стимулировали к действиям местные власти, а науку к практическому их изучению.

В 2017 году опять на Ямале было зафиксировано образование еще двух новых подобных объектов, к изучению которых оперативно приступили сразу нескольких научных групп.

Все они представляют собой округлые вертикальные полости (воронки-колодцы) с изначальными диаметрами устьев от 4 до 26 м, быстро оплывающие и заполняющиеся талой водой. Воронки-колодцы (далее – воронки) образовались в «вечной мерзлоте» (ВМ) через толщи четвертичных осадков проникая в нижележащие отложения кайнозоя и мезозоя до глубин в 40–100 м и более. Вблизи их устьев наблюдаются вывалы крупных

Рис. 1. Вид Бованенковской воронки с высоты птичьего полета. Фото В. Оленченко

Рис. 2. Бованенковская воронка в 2014 г. летом (А) и осенью (Б). Фото В. Богоявленского

Рис. 3. Дегазирующее озеро на Ямале. Фото В. Богоявленского

глыб почво-грунтов и льда, а мелкий обломочный материал разбросан в радиусе от 200 до 1000 м.

После первых разнообразных версий, формирование воронок уже уверенно определяется как газо-взрывное или пневмато-газовое и большинством специалистов связывается с выбросами метана из залежей газогидратов распадающихся на газ и воду. Круглая форма и «пришлифовка» стенок воронок указывают на напорно-вихревой характер движения газов.

В зависимости от авторских предпочтений и применяемых методик учета воронок, одни и те же объекты имеют разные названия. Начиная с первой публикации по арктическим воронкам [Епифанов, 2014] автором принято их именовать по названиям расположенных поблизости месторождений углеводородов, либо по географическому названию мест обнаружения – Дерябинская или Таймырская, Антипаютинская или Тазовская, Бованенковская или Ямальская-1 и т.д. Для взрывных воронок образованных в 2017 г. мы используем общепринятые названия (по рекам) – «Сеяхинская» и «Ёркатаяха».

В тексте работы во всех случаях обсуждения взрывных выбросов газов речь идет о разрушении *реликтовых залежей метастабильных газогидратов, представленных, главным образом, метангидратом (МГ)*.

Бованенковская (Ямальская-1) воронка (рис. 1) наиболее часто посещается исследовательскими и научными группами. Воронка расположена в западной части п-ова Ямал в 30 км к югу от крупнейшего разрабатывающегося газоконденсатного месторождения «Бованенковское». Замеченная вертолетчиками в начале лета 2014 г. она в июле и в августе уже исследовалась геологами, геофизиками, газовиками и мерзлотоведами из академических институтов Москвы, Сибирского и Уральского отделений РАН. На этом этапе изучения воронки внешний ее диаметр составлял около 37 м, а внутренний (ствол, колодец, кратер) – не больше 25 м, глубина от края бруствера до воды достигала 35 м, а до дна ~ 42 м (рис. 2). Замеры содержания газов в воронке показали отсутствие значений выше фоновых.

Точное время образования воронки неизвестно. На первых этапах изучения космических снимков предполагалось, что она образовалась на месте булгунняха-пинго «после июля 2013 г.» [Богоявленский, 2014б, с. 6], позднее было уточнено, что воронка сформировалась в период с сентября 2013 г. до июня 2014 г.

При обзорных полётах над п-вом Ямал (суммарно более 2000 км) было выявлено около 100 потенциально газоопасных объектов, том числе озеро с явными признаками сильной дегазации (рис. 3), ставших основой для специализированной базы данных создаваемой в ИПНГ РАН (г. Москва) [Богоявленский, 2014б].

Воронку изучали и в ноябре 2014 г. после того как замерзла вода и удалось спустится на лед для опробования ее стенок. Выяснилось, что в основном они сложены льдом, и тем самым подтвердилась версия об образовании воронки за счет разрушения ледяного ядра булгунняха и пневматического выброса его центральной части газом (рис. 4).

К 2017 г. изначально округлые Бованенковская воронка и расположенное рядом озерцо (рис. 5 А) уже соединилась протоком, по которому произошел сброс вод и образовалась озёрная микросистема потерявшая правильную округлость прежних очертаний (рис. 5 Б).

В одной из последних публикаций по этой воронке отмечается: «За три года (2014–2016 гг.) Ямальский кратер изучался более чем пятью экспедициями. По результатам исследований были опубликованы десятки статей, сделано большое количество докладов и дано множество интервью… Однако, несмотря на то что в изучении данного объекта участвовали разные группы исследователей, которые занимались бурением до глубины в 17 м и описанием льда в стенках кратера, выяснить главную причину его образования так и не удалось…» [Хименков и др., 2017, с. 59].

Этот результат авторы связали с отсутствием анализа данных по строению пород, слагающих вскрывшиеся стенки кратера, и «postfactum» попытались восполнить пробел на основе изучения фото-видеоматериалов и научных публикаций.

В ходе реконструкций они пришли к выводам, что: 1 – первичной причиной образования воронки является диссоциация газогидратов, залегающих предположительно на глубине 60–80 м; 2 – в результате этого распада состоящий из газа и переохлажденной воды продвигавшийся вверх напорный флюид сформировал шток газонасыщенного льда, цилиндрический диаметр которого примерно соответствовал «стволу» Ямальского кратера; 3 – связанная с зоной диссоциации газогидратов, газовая составляющая штока находилась под давлением свыше 2 МПа; 4 – после достижения предела прочности перекрывающих пород произошел выброс газа и ледово-породной массы, в результате чего сформировался кратер.

Отметим, что подобные первопричина и механизм предполагались еще на первых стадиях из-

Рис. 4. Бованенковская воронка изнутри. В сложенных льдом стенках видны каверны, вероятно, образованные кавитационными микровзрывами при вихревом прорыве газа. Фото В. Богоявленского

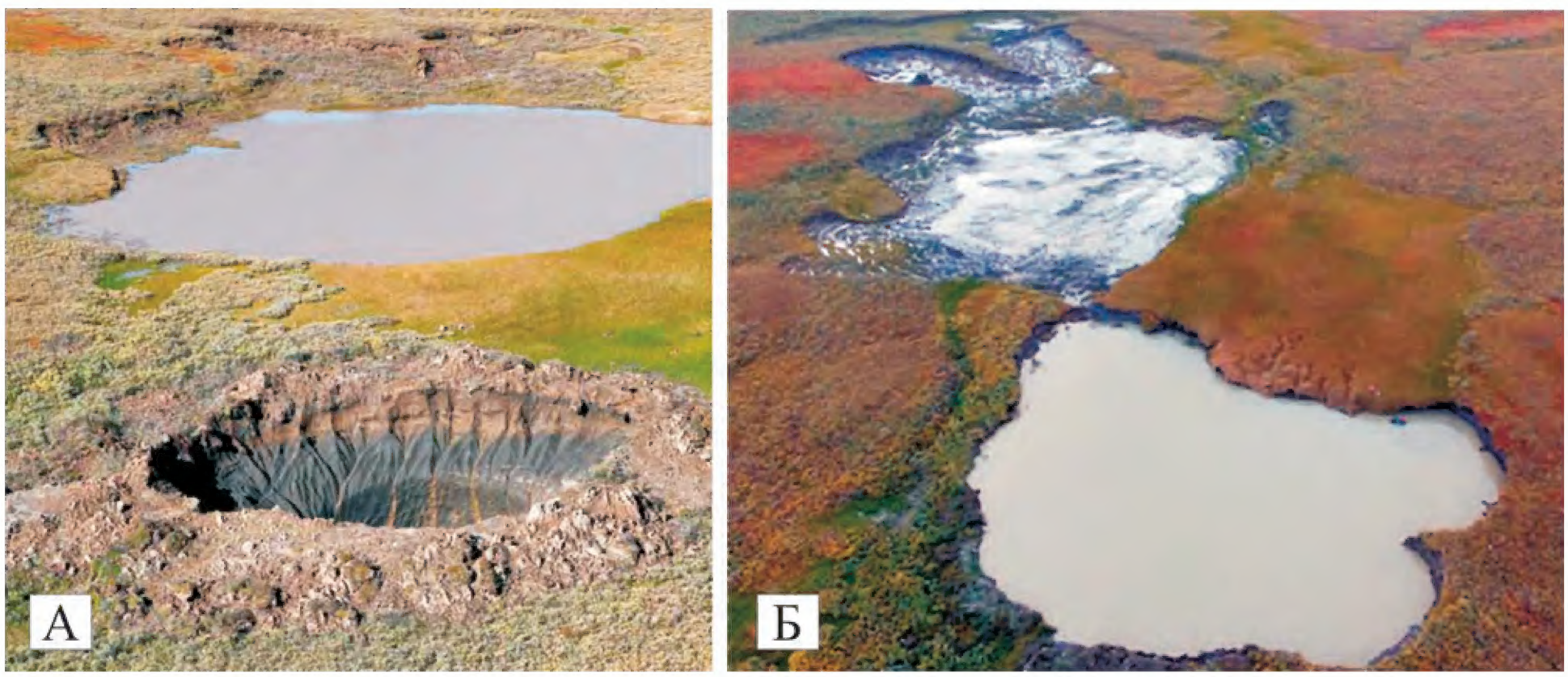


Рис. 5. Бованенковская воронка и соседнее округлое озёрцо летом 2014 г. (А) через 3 года превратились в локальную систему озёр и протоков (Б). Фото Д. Колосова (А) и пресс-службы губернатора ЯНАО (Б)

учения воронок [Епифанов, 2015а,б], с той лишь разницей, что «газонасыщенный лед штокверка» сформировавший бугор-булгуннях-пинго назывался «гидролакколитом» (pingo remnant), величина напорного давления газа *под ледовым телом* численно не определялась, и на насыщенности ледяного ядра газом акцента не делалось, поскольку фактических данных для этого не было.

Авторы совершенно справедливо отмечают, что «потепления климата за последние десятилетия или аномально теплые летние сезоны не могут изменить температуру мерзлых пород на глубине 60–80 м» [Хименков и др., 2017, с.60]. *Причину же распада газогидратов они видят* в локальном прогреве мерзлых пород под озёром, следы существования которого в неопределенном прошлом обнаруживаются среди отложений в бортах воронки. И там же на странице 62 в виде аргументов в поддержку этой версии причины распада, указывается: «Под небольшими озёрами и полосами стока среднегодовые температуры повышаются до значений 0 ÷ -1°С. Георадарное зондирование выявило несквозной талик мощностью 2–3 м, сформировавшийся под дном одного из современных термокарстовых озёр».

Однако, в «цитате-аргументе» речь идет о повышении температур под современными «живыми» озёрами, но от некогда существовавшего на месте Бованенковской воронки палеоозера к моменту выброса остались лишь некие осадки. Упоминается и «талик несквозной» мощностью (2–3 м) мало отличающийся от величины сезонной оттайки, упоминаемой в предыдущем цитировании как *не способной изменить температуру пород на глубине 60–80 м*.

Используя «данные научных публикаций» в своих выводах-предположениях о причине распада газогидратов авторы опираются на сугубо географо-климатические представления, но не принимают во внимание знания геолого-геофизические.

Отметим, что существуют обоснованные мнения о том, что Бованенковская воронка и ряд других подобных объектов находятся в самых аномальных на Ямале зонах с экстремально высокими значениями теплового потока, которые связаны с подтоком прогретых глубинных флюидов по системам разломов [Богоявленский, 2014а.б, Богоявленский и др., 2014].

Геологам и геофизикам известно, что находящиеся в хрупком неустойчивом равновесии метастабильные зависящие от давления геосистемы способны реагировать на слабые сейсмотектонические воздействия, а «часть малоамплитудных землетрясений, зарегистрированных NORSAR, попала в район воронок Ямала …» [Богоявленский, 2014а, с. 17], и даже на самые незначительные колебания гравитации, уменьшение силы тяжести.

Имеющиеся данные позволяют в качестве триггера активизации распада газогидратов и запуска процесса образования дегазационных воронок рассматривать гравитационные силы.

Время образования двух обнаруженных в 2013 г. воронок достоверно определено. Взрывы произошли в декады равноденствий – Дерябинская воронка образовалась в конце марта (весеннее равноденствие), а взрыв Антипаютинской воронки наблюдался в конце сентября (равноденствие осеннее). Наряду с зимним (афелий) и летним (перигелий) солнцестояниями, эти периоды движения Земли на околосолнечной орбите характеризуются особыми состояниями гравитационного поля, изменения которого усиливаются в моменты твердых приливов в сизигиях (периоды новолуния и полнолуния). В это время изменяется газовый режим грязевых вулканов, возрастает число выбросов угля и газов в шахтах [Хитаров и др., 1982]. И *именно в декаду летнего солнцестояния 28 июня* на Ямале в 2017 году произошел очередной выброс и самовозгорание метана из взорвавшегося булгунняха (рис. 6), а образовавшаяся воронка превратилась в озёровидное расширение русла р. Сеяха (рис. 7).

Но и завершившийся взрывом «Тунгусский феномен» тоже произошел в декаду летнего солнцестояния! Начало дегазации «с помутнением неба» началось *21 июня*, а кульминационный выброс газа с последующим его воспламенением и взрывом произошел *30 июня 1908 года* [Епифанов, 2002]. *Итак, все четыре достоверно зафиксированных взрывных выброса произошли в дни «орбитально-гравитационного напряжения планеты»*. О дегазационной природе «Тунгусского взрыва» будет

Рис. 6. «Вести с Ямала» – моменты взрывного выброса газа на р. Сеяха

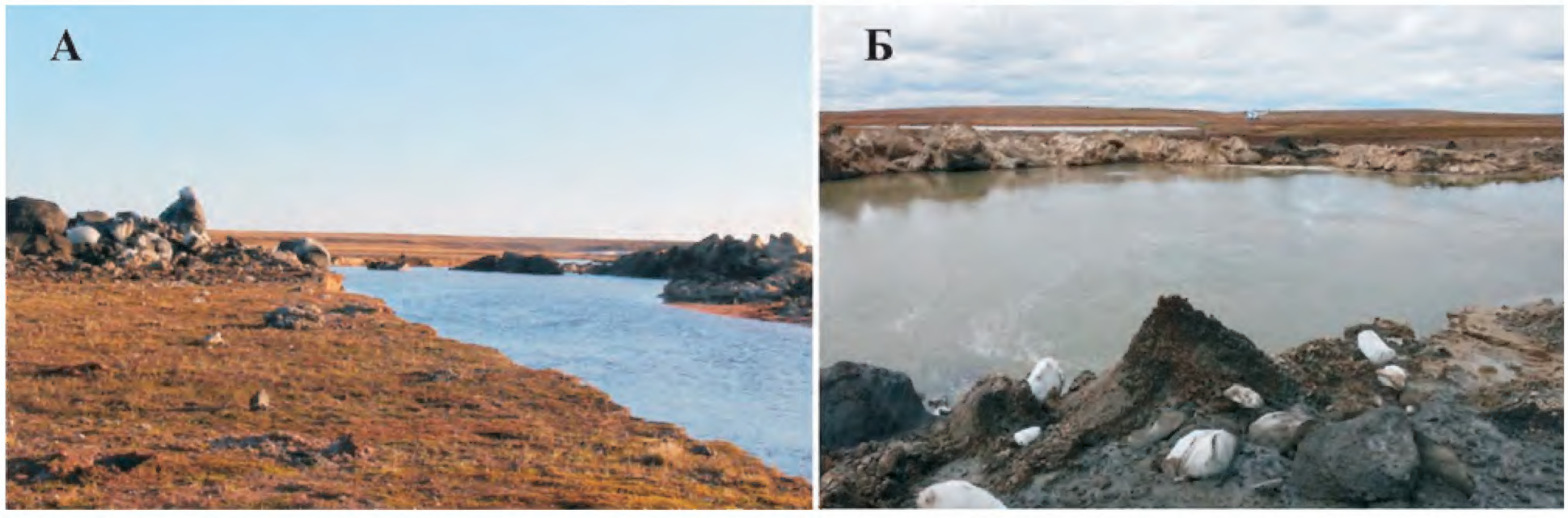


Рис. 7. Сеяхинская «воронка»: А – вывалы ледо-грунта и озёровидное расширение в русле р. Сеяхи сформировавшееся при затоплении воронки, Б – дегазирующее метаном расширение глубиной до 50 м. Фотоматериал А. Синицкого

сказано далее, здесь же пока отметим, что такое «совпадение» не случайно. Сфотографированная В.С. Якушевым *29 июня* 2010 г. воронка [Богоявленский, 2015] также могла образоваться в декаду летнего солнцестояния, поскольку видно (рис. 8), и в комментариях к снимку это отмечено, что поверхность земли и вода все еще загрязнены выброшенной из воронки породой.

Антипаютинская (Тазовская) воронка (рис. 9) расположена в западной части п-ова Таз на водораздельной поверхности в 90 км к северо-западу от пос. Антипаюта в районе одноименного месторождения УВ.

Момент ее образования случайно наблюдали местные оленеводы *27 сентября 2013 года.* Сначала они увидели на горизонте легкую дымку (конденсат из охлажденного влажного воздуха, образованный при адиабатическом расширении газов), затем превратившуюся в плотный туман, после чего землю тряхнуло, и в этом месте *произошла вспышка.* Диаметр образовавшейся круглой глубокой воронки на

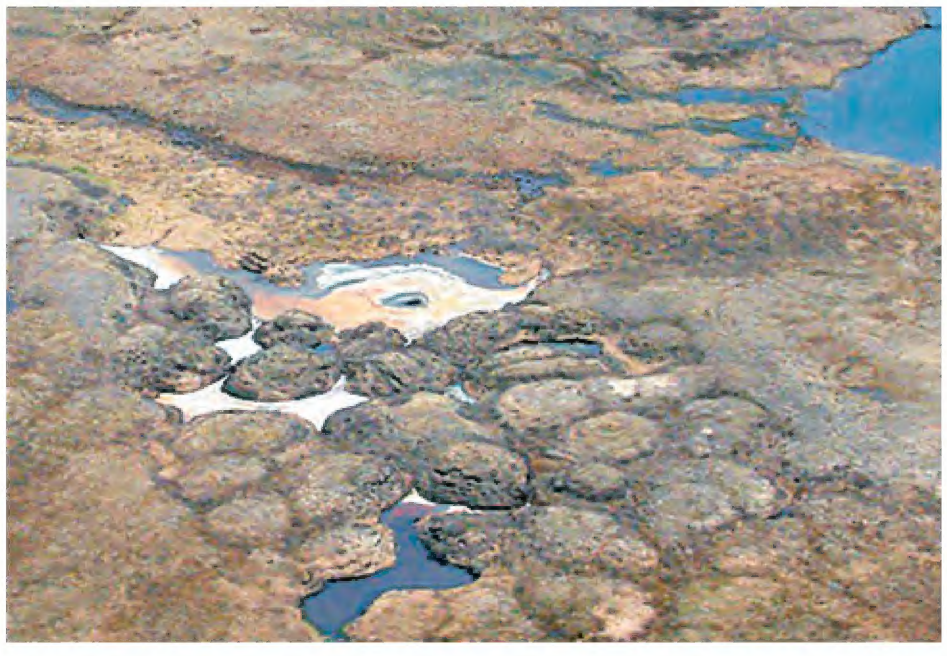


Рис. 8. Группа булгунняхов и воронка, сфотографированные В.С. Якушевым 29 июня 2010 г. во время полета на вертолете южнее Бованенково. Фото из статьи [Богоявленский, 2015]

Рис. 9. Вид Антипаютинской воронки летом 2014 г. Кадр из телевизионных новостей

момент ее осмотра представителем местной власти в июне 2014 года составлял около 16 метров. В 2016 г. ее посетила группа исследователей, отметившая начало превращения воронки в озеро.

Дерябинская (Таймырская) воронка (рис. 10) образовалась на левобережье начала Енисейского залива в ~25 км севернее неразрабатываемого Дерябинского газоконденсатного месторождения на пологом склоне возвышенности на берегу небольшого округлого озерца. Образовалась она в результате взрыва булгунняха (рис. 11 А,Б) *в конце марта 2013 года*. Тогда жители ближайших поселков (расстояния ~ 70–100 км) услышали по-

хожий на взрыв звук, а один из них наблюдал в небе неясное свечение. Воронка была найдена 12 апреля оленеводами С.Д. Лапсуй и С.В. Яптунэ которые ее сфотографировали (рис. 12), промерили, и отметили, что вокруг воронки в радиусе 1 км разбросаны земля, песок, лед (рис. 13). На момент обнаружения диаметр воронки составлял около 4 м, а глубина, измеренная опущенными в нее связанными между собой веревками, – более 100 м.

Спустя два летних сезона за счет таяния ВМ и оплывания-обрушения стенок (в основном южной экспозиции) воронка превратилась в округлый заполняющийся водой котлован (рис. 14). Диаметр его на начало сентября 2014 г. составлял около 65–70 м, высота стенок достигала 10 м, а глубина у южного борта – около 18 м. Стенки котлована сложены разнообразными мерзлыми отложениями. В верхней части они сложены горизонтально-слоистыми молодыми осадками, часто выклинивающимися и содержащими торф, а в нижних частях представлены блоками-линзами разнообразных дочетвертичных осадочных отложений, иногда пронизанных жилками льда.

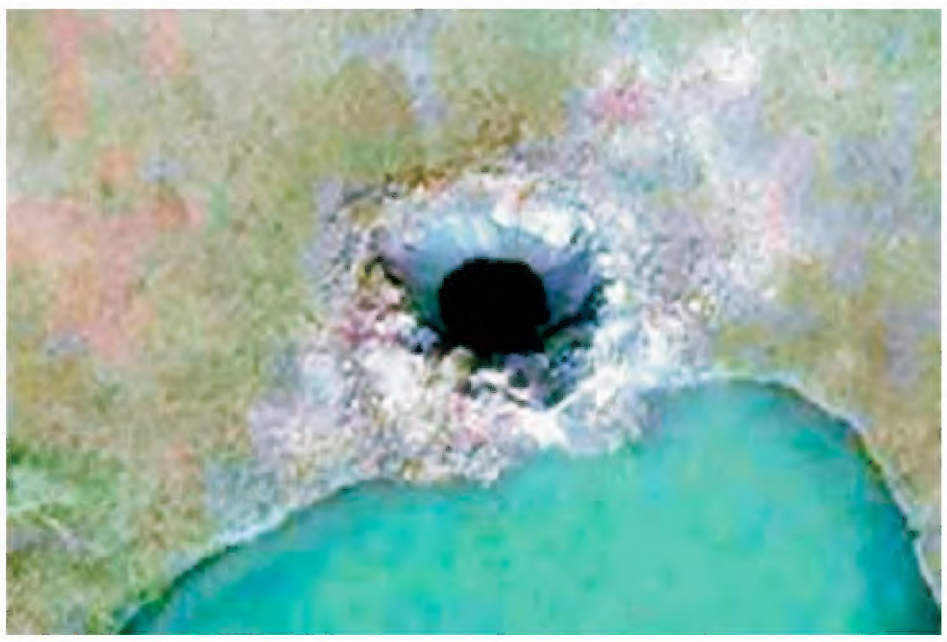


Рис. 10. Кратерный канал и вывалы горных пород Дерябинской воронки. Фрагмент космоснимка из статьи [Сизов, 2015]

За прошедшее время выброшенный породный материал в основном уже оплыл в котлован. Однако частично все же еще сохранился на южной и западной его бровках (рис. 14 Б, В), и в виде ориентированной на север полосы из оттаявших и оплывших глыб четвертичных отложений в ~20 м северо-восточнее котлована (рис. 15 А). Мелкие обломки пород сохранились только на субгоризонтальной водораздельной поверхности, и не были обнаружены даже на пологих склонах. Тонко- и мелкозернистый материал уже начал ассимилироваться почвенным слоем, прорастая травянистой растительностью (рис. 15 Б, В).

При этом выброшенный взрывом на поверхность обломочный материал более прочных пород сохранился, лишь отмывшись от глин и песка талыми и дождевыми водами. Обнаруженные недалеко от котлована обломки (рис. 16 А), ранее входили в состав отложений одного из блоков вскрытых взрывом дочетвертичных пород (рис. 16 Б).

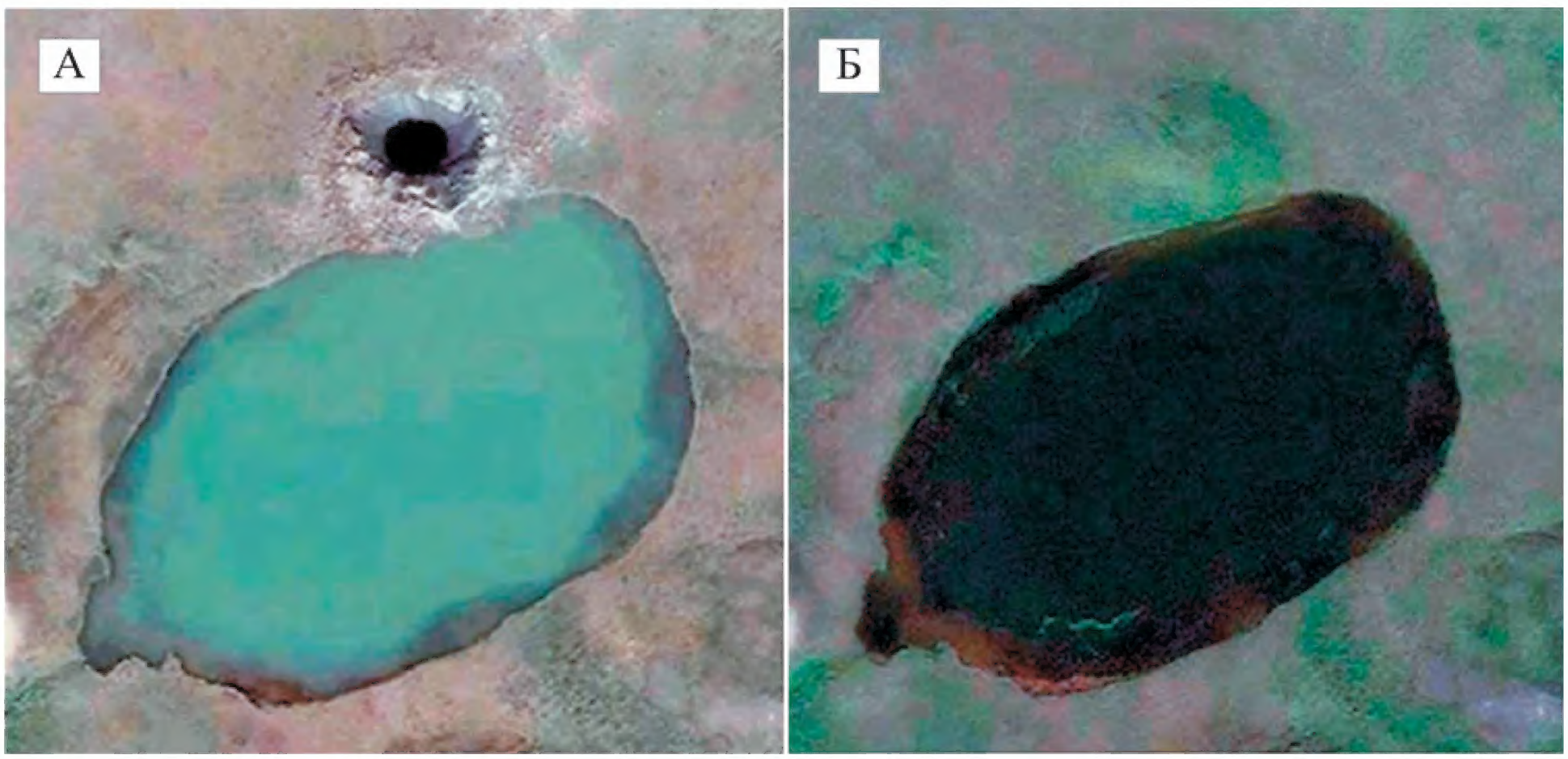


Рис. 11. Вид Дерябинской воронки на 19 июля 2013 г. (А) и булгунняха на месте будущего взрыва (Б). Фрагменты космоснимков из коллекции А. Долгорукого

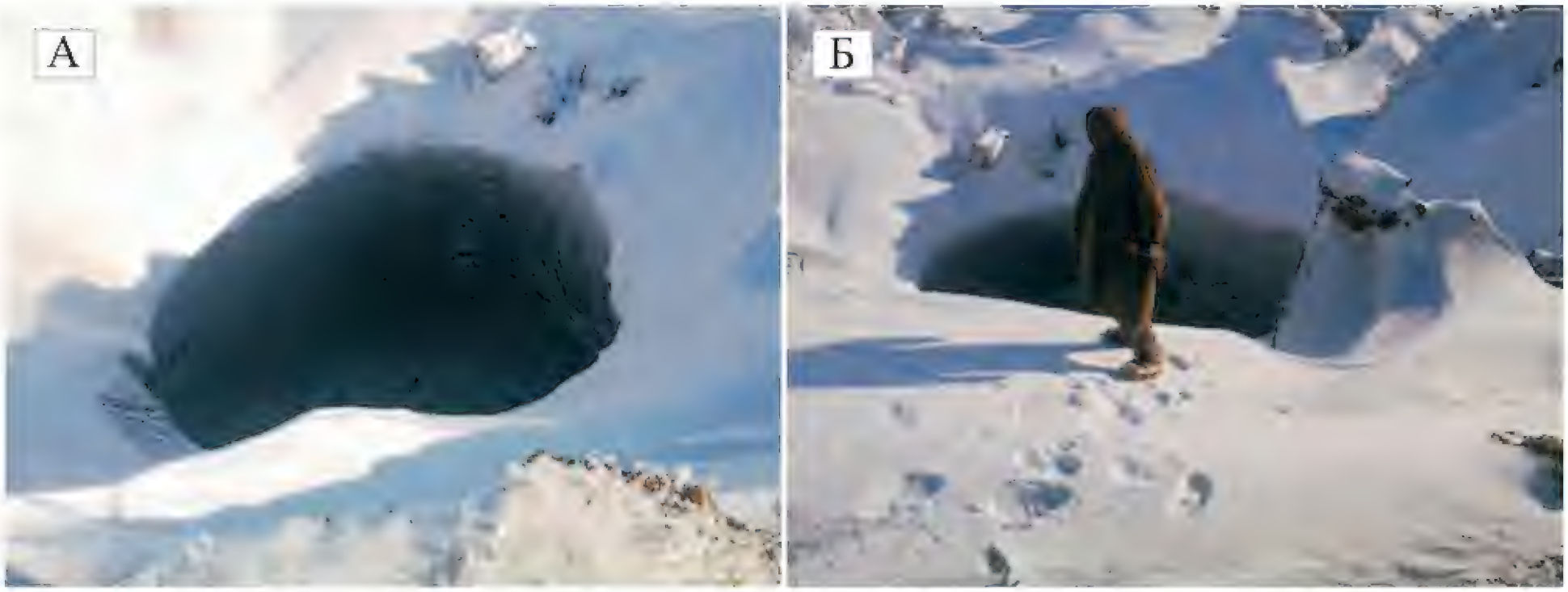


Рис. 12. Вид Дерябинской воронки на момент обнаружения 12 апреля 2013 (А) и один из ее первооткрывателей «масштабирующий» объект. Фото С. Лапсуй

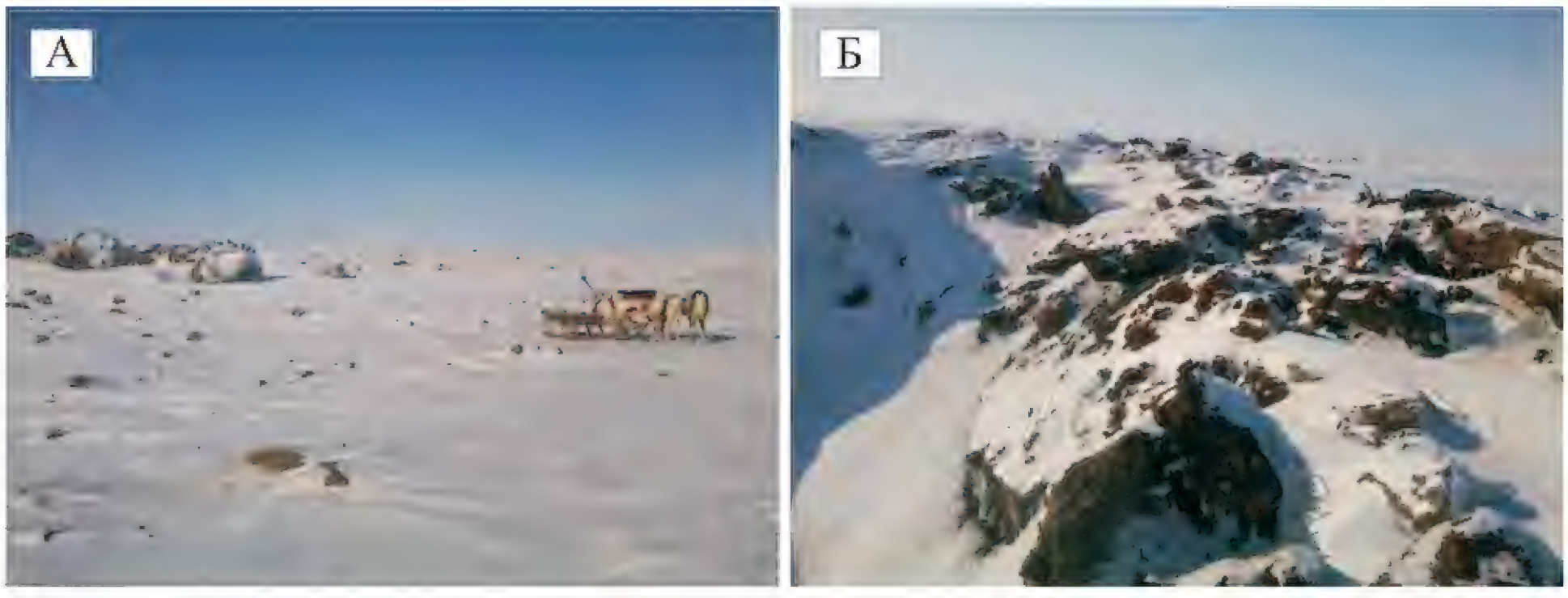


Рис. 13. Разброс почво-грунтов вокруг Дерябинской воронки (А) и выброшенный взрывом вывал «бруствера» на устье воронки (Б). Фото С. Лапсуй

Подобный обломочный материал встречается на холмике, расположенном на заднем плане рисунка 14 Б. Вид с этого холмика на озеро и воронку-котлован (рис. 17 А) свидетельствует о пространственной сопряженности и вероятной генетической связи всех трех объектов. Окатанные и остроугольные обломки на рисунке 16 А, внешне аналогичны слагающему холмик породному материалу (рис. 17 Б). Размеры холма (диаметр около 8–10 м, высота около 2 м) и изобилие рассыпанного по нему литологически разнородного материала несортированного по размеру и степени окатанности (рис. 17 В) подобны малым формам ледникового аккумулятивного рельефа «мини камам».

Такого типа объекты без детального исследования воспринимаются как «типично ледниковые образования» и часто исследователями рассматриваются как фактический материал «без сомнения» свидетельствующий в пользу существования здесь в недавнем прошлом ледового покрова. В действительности же это реликты недавнего выброса на современную поверхность блока оттаявших и размытых глубинных обломочных отложений, в прошлом, вероятно, уже переотлагавшихся при различных флювиальных процессах.

Таким образом, основные положения о конвергентности «ледниковых отложений» ранее лишь теоретически рассматриваемые нами [Епифанов, 2006, 2010, 2011а и др.], вполне удачно подтверж-

Рис. 14. Виды Дерябинской воронки-котлована: на север – в сторону водораздельной поверхности (А), на юг – в сторону озерца и расположенного за ним бугорка с разнородным «экзотическим» обломочным материалом (Б), и на восток – где панорамным снимком демонстрируется расположение котлована на склоне (В). Фото В. Епифанова

даются фактическим материалом Дерябинского взрывного объекта.

Расположение объекта на берегу небольшого овального озера со следами деформаций на склонах вмещающей его депрессии и литолого-гляциальная структура стенок котлована уже при рекогносцировке дали нам основания для следующей реконструкции [Епифанов, 2015а,г].

Частичное разрушение находящейся на глубине около 100 м залежи МГ привело к обособлению «газового кармана», а из выделившейся свободной водной фазы образовалось ледяное тело гидролакколита. При достижении критического давления газа в «кармане» метан прорвался на дневную поверхность и образовал воронку, превратившуюся сначала в котлован, а затем в депрессию с озерцом над местом газового выброса. Поскольку канал дегазации оказался плотно закупорен (кольматирован) породами оплывших стенок, то в ходе дальнейшего разрушения залежи следующая порция высвободившегося газа и замерзшей воды (ледяного гидролакколита) «искала» уже новый путь для прорыва.

Под ледяным телом литостатическое давление несколько меньше (лед легче песка и глины), поэтому газ начал скапливаться именно под ним, выдавливая новый гидролакколит к поверхности. В какой-то момент давление метана превысило крепость «покрышки» и произошел взрывной выброс газа с разрушением основной части гидролакколита и выбросом его частей вместе с почвогрунтом на дневную поверхность (рис. 18). Следы вертикального движения этого диапира (ледяного ядра булгунняха-пинго) отчетливо проявлены в стенке котлована в виде трещинных дислокаций взламывания и деформаций пород (рис. 19).

Таким образом, все три воронки располагались в относительной близости от известных

Рис. 15. Реликты выбросов породного материала из Дерябинской воронки: линейно-ориентированные оплывшие глыбы четвертичных отложений (А), мелкие обломки глинисто-песчаных (Б) и глинистых (В) дочетвертичных пород ассимилирующиеся растительностью на водораздельной поверхности. Фото В. Епифанова

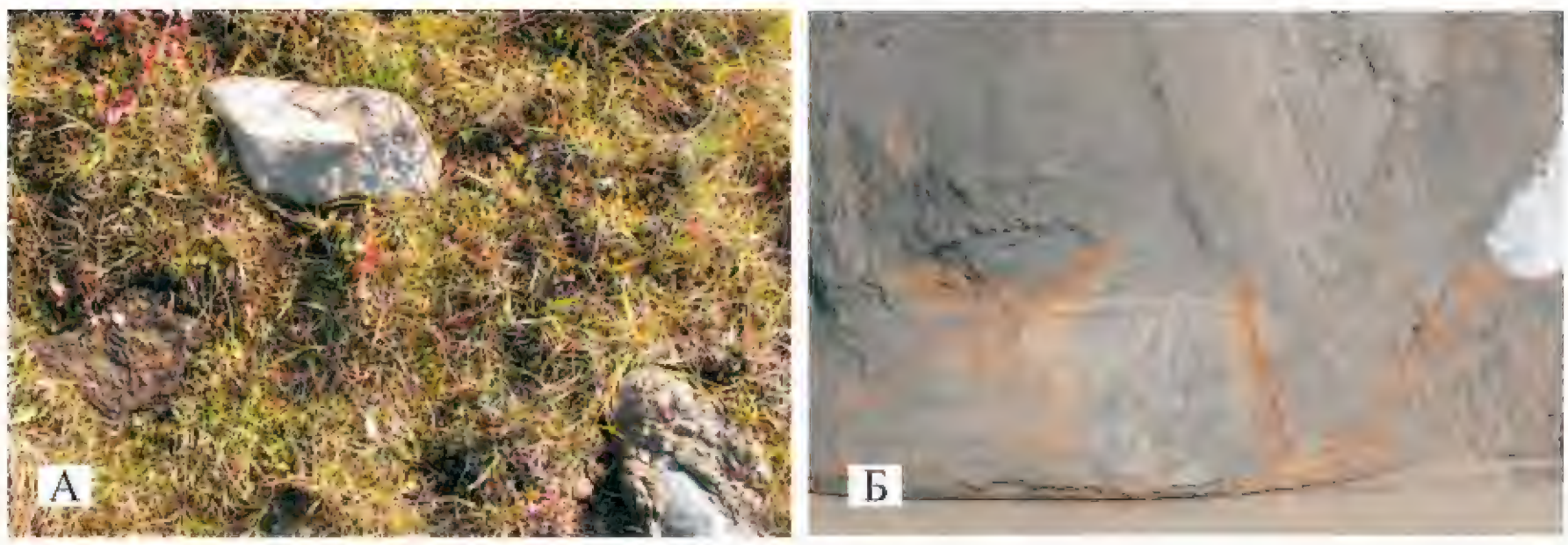


Рис. 16. Угловатая «отмытая» мелкая глыбка (10х12х4 см) и окатанный *еще в глинистой «рубашке»* мелкий валунчик кремнисто-карбонатных пород (А) и часть разреза отложений из которых они могли попасть на поверхность (Б). Фото В. Епифанова

месторождений газа и, как минимум две из них, образовались при катастрофическом разрушении булгунняхов взрывами напорных УВ-газов. Очевидное несоответствие между объемами полостей воронок и массой выброшенных из них горных пород объясняется разрушением ледяных ядер булгунняхов (см. рис. 4, 18, 19) и высокой льдистостью прорванных четвертичных отложений (до 50–90 %). Именно льдистостью определяется активность процессов термоабляции и термоабразии, превращающих воронки в озёра всего за 2–4 года.

Рис. 17. Вид на Дерябинскую воронку-котлован с расположенного на южном берегу озерца холмика (А), сложенного материалом, аналогичным обнаруженному среди выбросов воронки (Б), но значительно шире и разнообразней представленным (В). Фото В. Епифанова

Для выявления причин глубинной дегазации и механизма образования взрывных воронок ценную информацию может дать анализ особенностей пространственного размещения озер.

Вблизи Дерябинского газового выброса в расположении озер и в тонких контурах ландшафта на космическом снимке (Google) видна кольцевая структура радиусом 1 км (рис. 20 А, Б). Она не является уникальной или «случайной», подобных форм с радиусами 1 000 и 500 м в этом районе выявляется боле двух десятков, дешифрируются и внемасштабные 100–метровые структуры. Озёра располагаются либо в центральных частях, либо по периферии колец (рис. 21 А, Б) и эта особенность требует объяснений. Также отметим, что на отдельных участках в размещении озер наблюдается четкий линейный контроль, свидетельствующий о связи образующих озёра процессов с системами тектонических нарушений.

Схема модели формирования кольцевых зон деструкции изображена на рисунке 21 В. В левой части рисунка показана система «ослабленных зон», возникающих в результате микроволновых импульсов идущих от глубинного очага. Пересечения этих зон создают повышенную трещиноватость и проницаемость пород в узловых точках, где происходит локальное понижение давления и куда может осуществляться подток тепла от очага – условия оптимальные для диссоциации газогидратов. Естественно, что в этих местах залежи МГ начинают активно разрушаться. Именно в контурах проекции на земную поверхность узлов и зон происходит образование взрывных воронок, а затем и озёр показанных на плане.

Такая модель была получена Райнхартом и Пирсоном в результате экспериментов со стальными пластинами, срезы которых показывали систему дислокаций возникающих в результате биений ударных

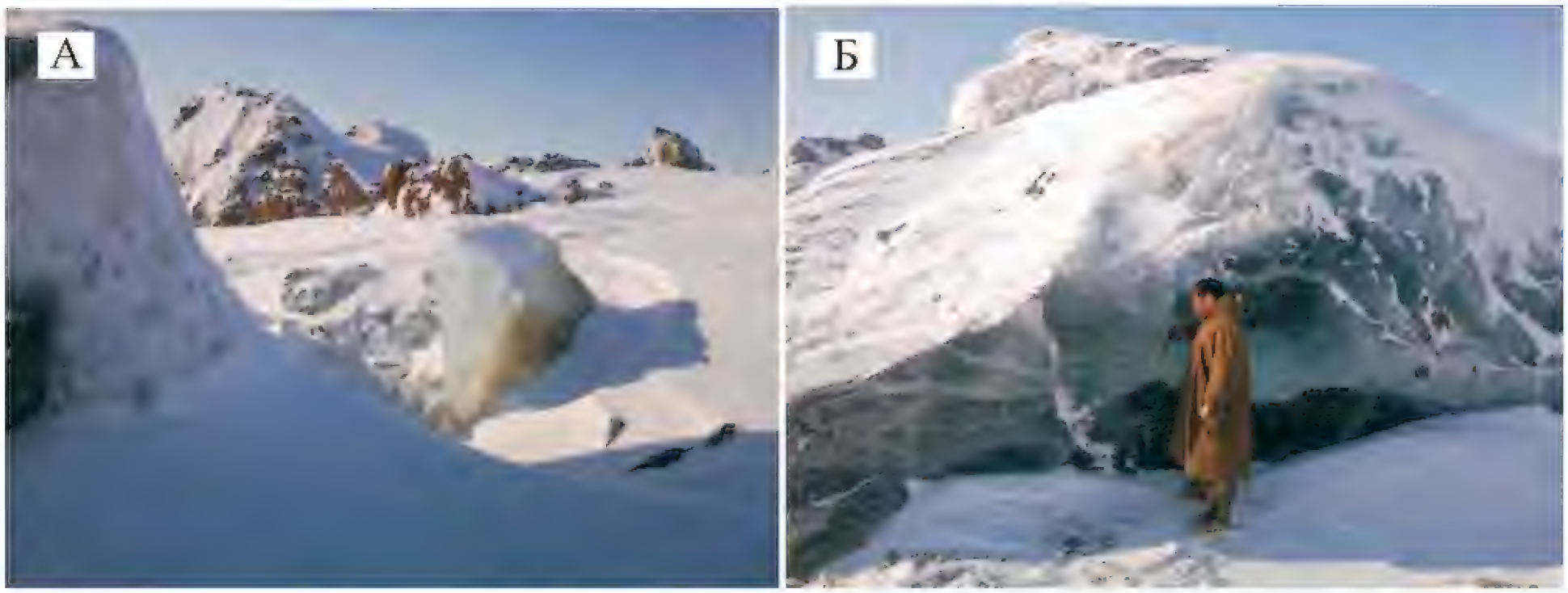


Рис. 18. Вывалы горных пород и льда вблизи устья воронки (А) и крупный обломок (3х4х3 м) ледяного гидролакколита (Б). Фото С. Лапсуй

Рис. 19. Деформации вмещающих пород, возникшие при движении гидролакколита и часть ранее расположенного на этом месте ледяного ядра булгунняха. Фото В. Епифанова

волн из точечного очага снизу. Подобные разрезы наблюдаются и на природных объектах в деформациях геологической среды, а перспективы апробации модели привлекательны тем, что в эмпирически доказанную систему связывают вертикальные, наклонные и горизонтальные тектонические нарушения, способные концентрировать тепло- и массопотоки, а *по величине радиуса кольцевой зоны позволяют судить о глубинности родоначального импульса* [Богацкий, 1986, Жуланова, 2014, Епифанов, 2015а].

В районе Дерябинского взрыва наиболее широко распространены кольцевые структуры с радиусом ~500 м (диаметр 1 км – рис. 21 А). И так как радиус структуры равен глубине расположения очага, то источники формирующих их импульсов должны находиться на глубине около 500 м. На Дерябинском газоконденсатном месторождении именно до глубины 500 м от земной поверхности распространяется ВМ, т.е. некий источник располагается в ее подошве – «*на границе с охлаждающим горизонтом*».

Рис. 20. Ландшафт территории вблизи места Дерябинского взрыва с воронкой-котлованом и кольцевой структурой радиусом 1 км в 2014 г. (А), и он же в 2017 г. с образованным на месте котлована и старого озерца «голубым озером» и дешифрируемыми признаками роста нового булгунняха в 1,5 км к с-з от взорвавшегося (Б). Космоснимки Google

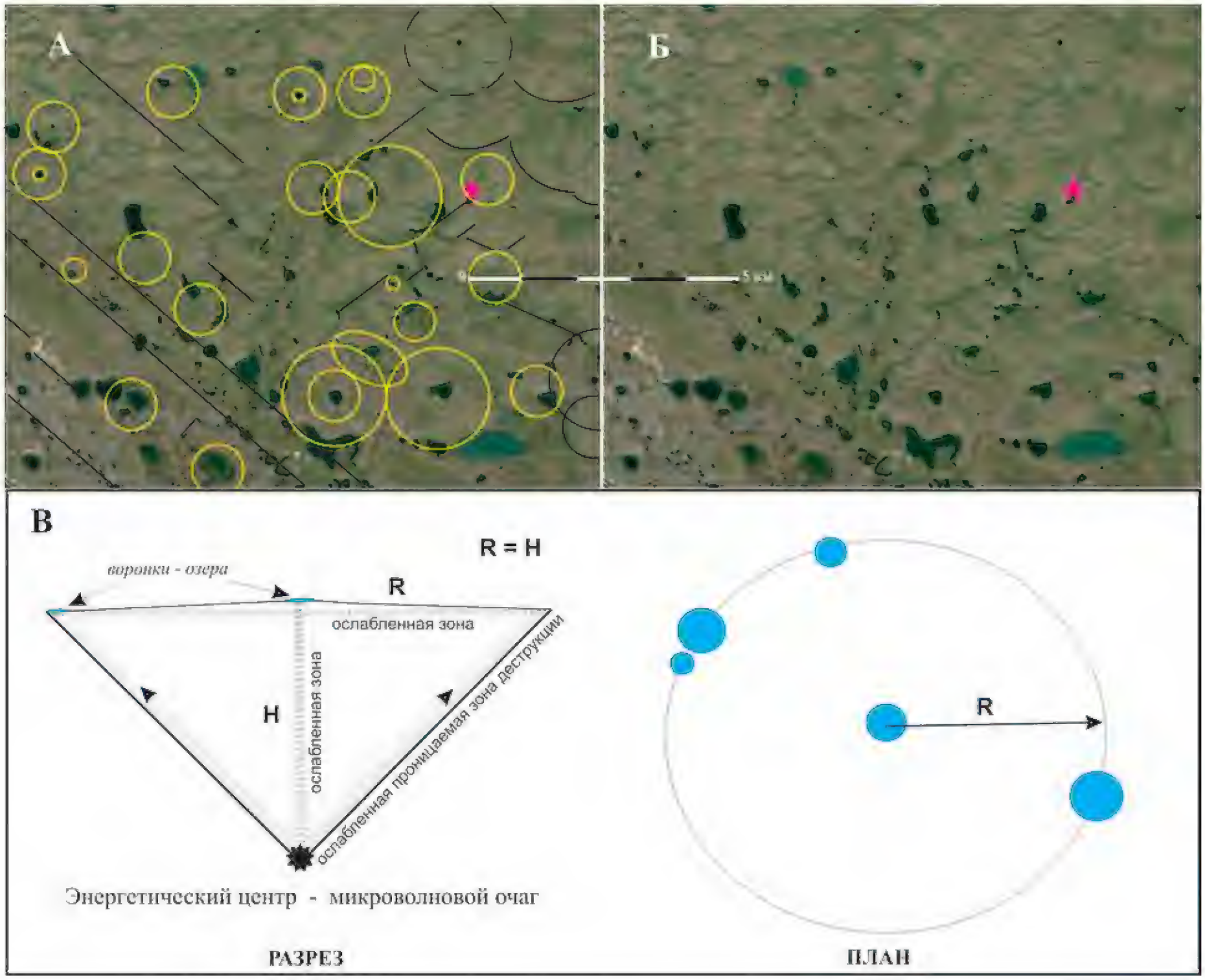


Рис. 21. Космоснимок Google района места Дерябинского взрыва с дешифрированными кольцевыми структурами и линейными ослабленными зонами (А) и его «исходный вид» (Б). Схема-модель образования ослабленных зон и узлов пересечений при импульсных биениях глубинного очага в разрезе и вид формирующихся кольцевых структур и озёр в плане (В)

В этой связи необходимо отметить, что в одной из последних публикаций по теме генезиса углеводородных соединений (УВС) в связи с ролью холодных термобарьеров отмечается: «… как и в случае первичного ЕУС (*естественный углеводородный синтез – Епифанов*), массовая и локально сконцентрированная конденсация УВС становится неизбежной под воздействием охлаждающих горизонтов», и «Таким образом, для формирования отложений УВ-сырья имеют глобальное значение *PT*-ловушки критических *T* H_2O, H_2S, CO_2, тогда как локальные условия формирования концентраций УВ-сырья обусловливаются воздействием охлаждающих горизонтов» [Малышев, 2017, с. 446].

Не исключено, что наличие кольцевых структур вблизи Дерябинского газоконденсатного месторождения указывает на современный подток глубинных флюидов и локализованную конденсацию (накопление) углеводородов в подошве горизонта многолетнемерзлых пород.

Однако, возможны и другие версии, объясняющие природу этих локальных «очагов-родоначальников». Например, для мелких структур радиусом 100 м очагами могут быть сами узлы пересечений ослабленных зон, в которых разрушаются залежи МГ расположенные на соответствующих глубинах. На схеме-модели видна субгоризонтальная ослабленная зона играющая в образовании узлов-пересечений основную роль (рис. 21 В). На Дерябинском месторождении в 100 м от поверхности электрокаротажем выявлен аномальный горизонт (дешифрируется как «возможно, талый»), и именно с такой глубины произошел выброс газа, образовавший глубокую 100-метровую воронку.

Эти наблюдения-предположения требуют проверки и уточнений, а выводы о природе «импульсных очагов» специальных исследований, но очевидно, что причинами взрывной дегазации является именно разрушение залежей метастабильных (реликтовых) газогидратов.

Газогидраты или газовые клатраты – кристаллические нестабильные структуры, в которых газ находится в окружении молекул воды и удерживается вместе с ними низкой температурой и высоким давлением. Название «клатраты» происходит от латинского «clathratus», что значит «сажать в клетку». Природные газы – CH_4, C_2H_6, C_3H_8, CO_2, N_2, H_2S и т.п. – образуют гидратные соединения разных типов и газоёмкости.

Поскольку газогидраты формируются при отрицательных температурах и повышенных давлениях и могут существовать только при определенных P-T условиях, то изменение одного из этих параметров (например, давления в «ослабленных узлах») приводит к разрушению залежей и освобождению газовой фазы. Из 1 м^3 метангидрата в среднем выделяется около 164 м^3 метана в «сухой» газовой фазе и около 0,87 м^3 воды. Высвободившийся газ формирует напорную залежь под покрышкой мерзлых горизонтов, а после преодоления сдерживающих сил прорывается на поверхность и образует воронки.

Высвободившаяся вода ведет себя по-разному. Она может создавать вертикальные обводненные каналы-талики и подпитывать водой сформированные газовыми выбросами озера (таких озер-истоков сотни тысяч, они и составляют основную часть северных тундровых ландшафтов). Но на первых этапах разрушения залежей МГ в силу склонности клатратных соединений к самоконсервации, освобожденная вода вновь замерзает, формируя в ВМ ледяные гидролакколиты, пласты, линзы, жилы, прожилки и т.п. составляющие значительный объем четвертичных ледовых комплексов едомы [Епифанов, 2015б, г].

На суше Российской Арктики залежи газогидратов были обнаружены на Чукотке, в Колымско-Индигирской низменности, на Сибирской платформе – на юге Анабарской антеклизы в районе алмазоносной кимберлитовой трубки «Удачная» и в устье р. Оленек, а также на газовых месторождениях Ямбургское, Бованенковское, Уренгойское, Мессояхское [Якушев и др., 2014].

Мессояхская область «сплошного распространения криогенных толщ» характеризуется слабой расчлененностью рельефа, частым перекрытием торфяниками (1–2 м), развитием пластово-жильных и пластовых льдов и сильной заозеренностью (Бешенцев, 2015). Именно на Мессояхском газовом месторождении в 1964–1967 гг. были обнаружены первые «сухопутные» залежи газогидратов. Дерябинский район находится в 200 км севернее и характеристика его подобна. Таким образом, уже по «ландшафтно-гляцио-гидрологическим» признакам следует ожидать, что на Дерябинском газоконденсатном месторождении как и на Мессояхском месторождении существуют залежи МГ. Взрывные выбросы газа только лишь подтверждают этот вывод.

На космоснимках Дерябинского района видно, что в контуре почти любой из многочисленных кольцевых структур нередко располагаются 2–3 и более озёр (см. рис. 20 и 21). Это прямо свидетельствует о том, что связанные с кольцевыми структурами залежи МГ ранее уже «выстреливали» неоднократно и к настоящему времени они могут быть уже значительно истощены. На это же может указывать степень насыщенности почво-грунтов пластовыми, пластово-жильными и пр. льдами.

Изучение изотопии льда вскрытого бурением (более 30 м) крупного булгунняха одноименного

нефтяному месторождению Песцовое на юге Тазовского п-ова позволило отметить признаки стадийности процесса образования его ледяного ядра [Васильчук и др., 2017]. Известно, что температура кристаллизации «тяжелой воды» (D_2O – 3,8°C) заметно выше, чем у воды обычной (H_2O – 0°C), поэтому в первые фазы замерзания воды происходит селективное извлечение в лёд тяжелых стабильных изотопов (кислорода-18 и дейтерия) и обогащение легкими в поздние фазы льдообразования. Такой схеме близко соответствуют верхние 5–6 м вскрытого разреза ядра булгунняха, в средней части которого (интервал 12–15 м) ледовое тело обогащено тяжелыми изотопами незначительно, а на глубинах 15–26 м наблюдается постепенное облегчение изотопного состава. Сделан вывод о том, что верхняя часть льда образовалась при промерзании сверху замкнутого объема воды.

Аналогичные ситуации могут наблюдаться и при дискретном распаде залежей МГ. В экспериментах показано, что они обладают эффектом самоконсервации, заключающимся в образовании из выделившейся воды пленки льда, которая после достижения критической толщины прекращает разложение газогидратов [Ершов и др., 1992].

Разрушение залежи метангидрата приводит к тому, что на каждой из многочисленных стадий последовательного распада МГ выделившаяся газовая фаза «всплывает» над водной, и охлаждает ее до ледяной «пленки». В лед термически экстрагируются тяжелые изотопы, а «облегченная» вода вновь формирует клатрат. В финале распада залежи газ «уходит», а сформировавшаяся толща льда (пласт, жила, линза, купол и пр.) «входит» в состав ледовых комплексов со своей специфической изотопией.

Поскольку адиабатическое переохлаждение и льдообразование происходят в кровле разрушающейся залежи, и по мере диссоциации газогидратов зона замерзания постепенно опускается к основанию разреза, то сформировавшийся изотопный профиль ледового тела в верхней части будет обогащен тяжелыми изотопами, а в нижней ими обеднен.

Обычно такая ситуация «классически» воспринимается как явно «климатическая». Считается, что промерзание на многометровую глубину осадочных пород и заключенной в них воды происходило сверху вниз в результате длительно существовавших очень холодных погодно-климатических условий.

Вместе с тем, приведенные выше данные показывают, что именно такой изотопный профиль ледовых тел и должен формироваться в результате последовательного чередования распада и самоконсервации МГ. При закономерно-последовательном общем изменении изотопии в профиле ледового тела должны наблюдаться и многочисленные мелкие модуляции содержания тяжелых изотопов, отражающие общую и частную динамику активности процессов диссоциации метангидратов.

Фиксируемая же в изотопных профилях стадийность образования ядер бугров может быть связана с крупными дискретными этапами, составляющими циклы разрушения залежей МГ, сопровождающихся взрывными выбросами газов и образованием воронок, а позднее – озёр, после своего осушения превращающихся в аласы-хасыреи, на которых вновь растут бугры.

Эти вопросы ждут своего профессионального и непредвзятого изучения, а пока в качестве предмета обсуждения предлагается авторская гипотеза формирования заозёренных ландшафтов Российской Арктики (рис. 22), которую описывает «дегазационная модель циклично-коэволюционного развития основных форм рельефа равнинной тундры».

Представить эту дегазационную модель можно в следующей циклично повторяющейся последовательности развития основных процессов и событий.

1. Цикл начинается с разрушения метастабильных залежей МГ под воздействием внешних сил. Этим запускается механизм образования гидролакколитов («ледяных штокверков»), которые под напором освобожденных из МГ газов выдавливаются вверх по разрезу.

2. В результате этого на дневной поверхности «растут» бугры-булгунняхи (рис. 23 А) и в какие-то моменты они взрываются с образованием полых округлых глубоких воронок, стенки которых активно разрушаются процессами термоэрозии и гравитационного оплывания, воронки превращаются в котлованы, мелеют и заполняются водой (рис. 23 Б).

3. За несколько лет воронки превращаются в озёра. Скорость их затопления водой зависит от насыщенности льдом обнажившейся при взрыве толщи пород, размеров воронок и их геоморфологической позиции, от летних температур и количества осадков, а также наличия-отсутствия подтока вод из глубинных горизонтов. Образовавшиеся на берегах рек воронки заполняются водой очень быстро и создают русловые озёровидные расширения (см. рис. 7).

4. Сближенные в пространстве мелкие озёрца объединяются в крупные, аккумулирующие тепло, озёра, и стимулируют таяние подстилающих дно приповерхностных горизонтов льда.

5. Подпитка тающими льдами и просадки почво-грунтов (собственно термокарстовые процессы) приводят к образованию обширных мелководных водоёмов с локальными глубоководными участками.

6. По мере исчерпания доступных для озёрного прогрева ресурсов приповерхностных пластов

Рис. 22. Типичный ландшафтный вид заозёренной «мокрой тундры» Российской Арктики. Фрагмент заставки с сайта Администрации ЯНАО

льда, экспансия водоёмов завершается, а затем, за счет активного испарения с обширных акваторий, начинается их осушение. На склонах водоразделов происходят прорывные сбросы вод из озёр-котлованов в речные системы.

7. В завершении цикла формируются обширные, нередко имеющие овальные очертания, полого-выровненные впадины (хасыреи, аласы), содержащие мелкие озёрца, заболоченные депрессии и торфяники, прежде бывшие глубоководными участками крупных водоёмов, а еще ранее – взрывными воронками. Если выбросы газов на склонах водоразделов происходили активно, то во множестве образуются кароподобные (подковообразные) открытые в долину депрессии и поверхности водоразделов существенно меняют свои очертания, приобретая прихотливый «червяковый» облик (рис. 24).

8. Таких циклов может быть несколько. Каждый последующий принципиально подобен циклу предыдущему и начинается также с очередной активизации распада метастабильных залежей. Периодичность повторения циклов обуславливается внешними космическими факторами прямо, либо опосредованно влияющими на происходящие в недрах планеты процессы. Возобновление диссоциации МГ может быть стимулировано и тем фактом, что после таяния пластов льда и стока вод в предыдущий цикл, мощность перекрывающих залежи толщ уменьшилась (эта величина зависит от мощности прослоев льда), и с клатратных соединений могла быть снята часть давления породного пресса.

9. Моменты начала каждого последующего цикла в том или ином районе могут не совпадать во времени, т.к. зависят от множества различных и частных причин. Например, от мощности залежи и «подготовленности» МГ к распаду, глубины ее залегания от дневной поверхности, геотектонической и геоморфологической позиции, от лито-фациального состава вмещающих и перекрывающих залежь горных пород, типа и состава газов в клатратных соединениях и т.д. А также от внешних воздействий.

10. Синхронность формирования воронок в разных районах обуславливается единым для всех трансрегиональным внешним природным воздействием. Как показывают даты взрывов нескольких воронок, такие воздействия пока допустимо связывать с модуляциями сил гравитации Земли при её вращении на околосолнечной орбите. При этом, однако, нужно еще учитывать приливные волны Луны и их пертурбационные ускорения, а также «… еще некоторый процесс, влекущий за собой изменение силы тяжести в диапазоне $45 \cdot 10^{-6}$ см/с^2, происходящей в фазе с Луной» [Авсюк, 1996, с. 76].

Рис. 23. Расположенный в 10 км южнее Бованенковского месторождения булгуннях (А) и начало формирования нового озера (Медвежья лапа) на месте взорвавшегося булгунняха (Б). Фото из статьи [Богоявленский, 2015]

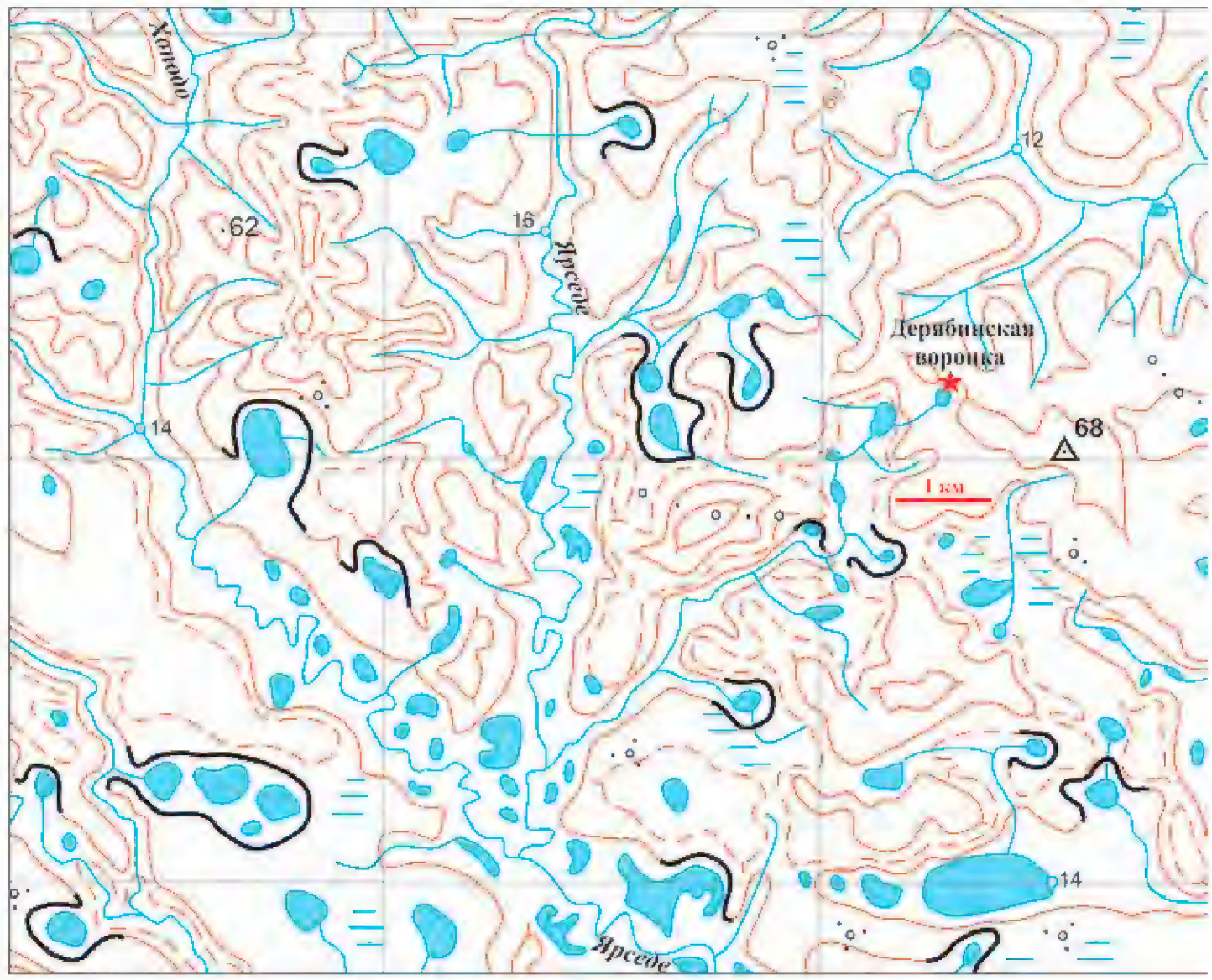


Рис. 24. Фрагмент топографической карты района Дерябинского взрыва (ландшафтная ситуация 1982 года в масштабе 1:200 000) с выделенными кароподобными депрессионными формами рельефа, прихотливо деформирующими границы водораздельных поверхностей

Общепризнанные мнения и то,
что каждый считает делом давно решенным,
чаще всего заслуживают изучения
Г. Лихтенберг

Более 100 лет «современной наукой» принято было считать, что *образование «вечной мерзлоты» явление сугубо климатическое*, происходящее при длительном тепловом обмене холодной атмосферы с земной поверхностью, в результате чего почво-грунты и горные породы охлаждаются до отрицательных температур, а присутствующая в них вода превращается в лед. При этом априори допускается, что промерзание пород от земной поверхности в глубину способно достигать 1,5 км (полутора километров!), а залегание подошвы криосферы даже в пределах одного района может изменяться на сотни метров!!

Также с климатом принято связывать и *причину образования* северных тундровых озёр. По существующим представлениям именно увеличением температуры воздуха при общем потеплении климата обусловлено таяние подземных льдов с просадкой (или провалом) почво-грунтов и образованием отрицательных форм рельефа. Путая процесс и причину, расположенные в этих депрессиях озёра принято называть «термокарстовыми».

Безусловно, в существовании «вечной мерзлоты» и в образовании тундровых озёр климат играет очень важную роль. Но не он обуславливает формирование ВМ, холодный климат лишь позволяет ей сохраняться. И не потепление климата является причиной образования термокарстовых озёр, оно лишь ускоряет процессы таяния и деградации ВМ.

Причину и механизм образования тундровых озёр следует определять основываясь на реальных фактах (см. рис. 5, 7, 8, 11, 23), учитывая массовость (см. рис. 22), а нередко и закономерно организованное расположение озёр в пространстве (см. рис. 20, 21), но не провозглашать априори их термокарстовую природу, ссылаясь на «так нас учили». И не игнорируя наличие подобных озеру «Кратерному» объектов (рис. 25), как и характер распределения озёр в районах с единым климатом и геолого-геоморфологическим строением земной поверхности (рис. 26).

Вопреки широко распространенному мнению (вошедшему и в учебные пособия) не все высокопрофессиональные исследователи считали, что термокарстовый генезис северных озёр очевиден

и является понятием «классическим». Например, ведущие сибирские геоморфологи в сводной монографической работе отмечали: «Каково же происхождение крупных и средних по величине озёр Западно-Сибирской равнины, обычно относимых к термокарстовым? Думается, что они имеют совсем иное (не термокарстовое) происхождение, что не исключает возможность их термокарстовой обработки» [Земцов и др., 1988, с. 121].

Отметив научную прозорливость уважаемых профессоров Томского и Новосибирского государственных университетов, укажем, что в настоящее время уже сама Природа на примере взрывных воронок указывает на *дегазационную* причину и *термоэрозионно-гравитационный* механизм образования первичных депрессионных форм северных озёр.

Постепенно начинает осознаваться и важнейшая роль глубинной дегазации Земли в других природных глобальных и локальных процессах и явлениях, в том числе в генерации угля и нефти [Бгатов, 1993, Ларин, 2005, Епифанов, 2016].

О возможности образования вечной мерзлоты в результате действия напорных газов еще на первых этапах изучения явления публично высказывался один из основоположников мерзлотоведения М.И. Сумгин. Описывая конкретный криогенный объект, он отмечал: «Или … выходят газы, находящиеся в породе под большим давлением. В этом случае, благодаря адиабатическому охлаждению газов, может в скважине получиться охлаждение иногда весьма значительное. ... Но выхода газов в сковородинской скважине не отмечено. Поэтому это обстоятельство отпадает» [Сумгин, 1937, с. 251]. В силу своего физико-математического образования он смог предположить «дросселирующую роль» газов в образовании ВМ, но из-за отсутствия в 30-х годах XX века достоверной информации по газоносности территорий и характеру и масштабам распространенности мерзлоты, он не имел возможности реально увидеть и оценить потенциал и практическую значимость взаимосвязи двух этих явлений.

На возможную роль жидкой углекислоты в образовании мерзлых пород указывал В.И. Вернадский. В качестве причины образования глубокозалегающих многолетнемерзлых пород адиабатическое расширение сжатых газов допускал Д.В. Редозубов, и он же исследовал термические функции снежного покрова, отмечая его как хороший изолятор от холода дневной поверхности. Напомним – из снега и льда сооружались *жилища* эскимосов!

Однако детально механизм дегазационного образования многолетнемёрзлых пород (ММП) впервые был рассмотрен, обоснован расчетами и опубликован в работе [Бгатов, Ларгин, 1990]. Было показано, что только проявление «эффекта дросселя» способно сформировать криолитосферу в том объёме и виде, в котором она наблюдается ныне.

На основании обстоятельного анализа особенностей строения и распространения многолетнемерзлых пород, с учетом характера и масштабов концентрирования в земной коре разных типов газов и оценкой их термобарических параметров при дросселировании, талантливым ученым профессором Василием Ивановичем Бгатовым, которому в 2018 г. исполнилось бы 90 лет, был сделан очень важный вывод: «Многолетнемерзлые породы – явление геологическое, обусловленное прежде всего внутренней жизнью Земли. ММП возникали и возникают в результате дегазации зем-

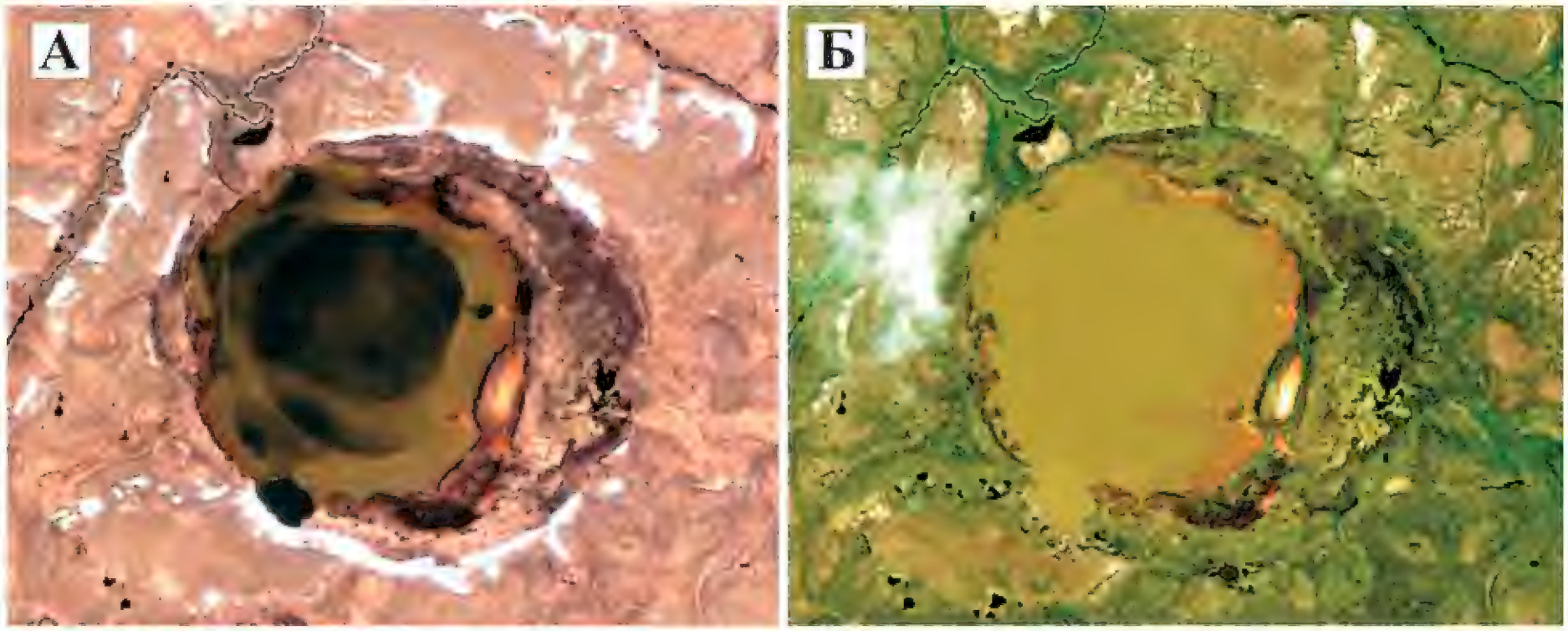


Рис. 25. Озеро «Кратерное» диаметром ~ 600 с каналами дегазации (А) и оно же потерявшее прозрачность после газового выброса и взмучивания илистых осадков. Фото из статьи [Богоявленский, 2015]

Рис. 26. Один из районов п-ова Ямал с явно не «климатическим-термокарстовым» распределением озёр. Космоснимки Google

ной коры. … Безусловно, что северное положение криолитозон поддерживается суровым климатом, поскольку здесь теплообменные реакции поверхности литосферы и атмосферы крайне замедлены…» [Бгатов, 1993].

Позднее были получены данные, по нашему мнению, неопровержимо свидетельствующие в пользу дегазационной модели образования ВМ: «Среди крупных структур аномальные мощности мерзлых толщ над газовой залежью наблюдаются в таких как Медвежья, Заполярная, Юбилейная, Русская. Увеличение мощности мерзлых пород над их сводами составляет соответственно 130–140, 100–230, 220–230 и 80–100 м по сравнению с окружающими пространствами» [Бембель и др., 1997, с. 196].

Дегазационная идея была положена в основу создания авторских теоретических моделей возникновения и завершения глобальных оледенений и сопутствующих им специфических типов осадконакопления и природных катастроф [Епифанов, 2003–2017], которые в последние годы успешно верифицируются появляющимся фактическим материалом.

Дегазационная модель способна раскрыть причины и механизмы *явлений и событий не имеющих внятных объяснений в существующих «классических ледниковых» представлениях, а иногда и противоречащих их канонам*. Например, следующие факты.

1. Глобальные похолодания и последующие длительные эпохи «оледенений» происходили циклично и обычно резко заканчивались, о чем свидетельствуют пики температур на верхнем графике рисунка 27 [Епифанов, 2011б]. Изменением инсоляции земной поверхности это объяснить весьма сложно. Уровень инсоляции меняется постепенно, поскольку зависит от плавно меняющегося угла наклона Земли к плоскости эклиптики (нутации). При этом, планета наша вращается постоянно и ее ось колеблется всегда, но «великие оледенения» происходят периодически, повторяясь в фанерозое с шагом ~144 млн. лет [Епифанов, 2012].

2. Пики повышающейся температуры на верхнем графике рисунка 27 часто уверенно коррелируются с периодами падения интенсивности магнитного поля Земли показанной на нижнем графике. Это указывает на наличие между глубинной жизнью планеты и климатом на ее поверхности конкретных «электромагнитных» связей и процессов, в рамках «парадигмы оледенений» в ее современной климатической модели явно не объяснимых.

3. В гляциальные эпохи *на обширных равнинных территориях* «вдруг» начиналось активное перемещение огромных масс обломочного материала размерностью от алевритов до валунов, нередко «экзотического» для этих районов. В гляциальных областях накопление материала часто имело выраженные признаки множества селевых

потоков [Лаврушин, Голубев, 1996, Епифанов, 2010а, б], что типично для территорий с высокими градиентами рельефа. При этом жизнь замирала, но не прекращалась, что невозможно представить при покрытии ледниками территории «от Скандинавии с Каниным Носом до Волгограда-Киева».

4. *Одновременно с максимальным и резким похолоданием* происходило затопление обширных территорий пресными водами. В частности, *в период 16–14 тыс. л.н.* климат в Средней Сибири и на Таймыре менялся от субарктического до арктического (рис. 28), но именно тогда же – *16–14 тыс. л.н. – и произошел максимум хвалынской трансгрессии* на Каспии. «Речной потоп проявился в виде сверхполоводий …превосходящих по расходам воды современные в несколько (10–15)

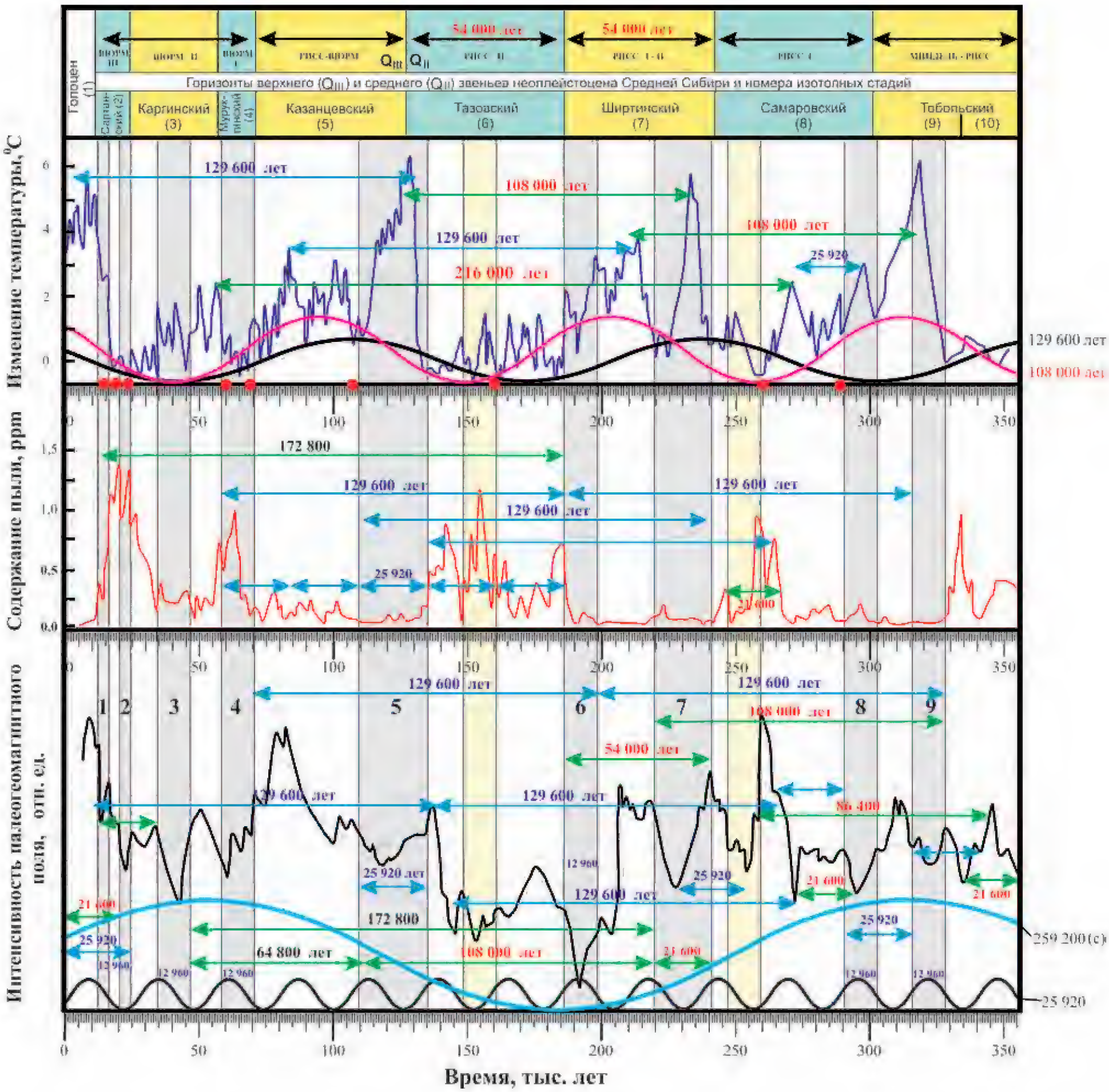


Рис. 27. Изменение температуры воздуха, содержания пыли в атмосфере, и интенсивности модуляций магнитного поля Земли за последние 350 тыс. лет в контексте чередования ледниковых эпох и межледниковий. Стрелками разного цвета показаны различные по длительности повторяющиеся интервалы времени *кратные* прецессионному циклу (25 920, 12 960 лет) и геогалактическим пульсациям Земли (54, 108, 216 и др.). Вертикальными серыми полосами обозначены периоды резкого снижения магнитного поля планеты в периоды близкие к экскурсам: 1 – Гетенборг, 2 – Моно Лейк, 3 – Лашамп, 4 – Каргополово, 5 – Блейк, 6 – Бива I, 7 – Ямайка, 8 – Бива II, 9 – Бива III

раз и более… их ареал простирался … и совпадал в основном с регионом распространения многолетней мерзлоты» [Чепалыга, 2007, с. 441–442].

5. Максимальное похолодание 15–13 т.л.н. совпадает с началом первого массового цикла образования озёр в последние 24 тысячи лет (в сартанское оледенение) и коррелируется с увеличением содержания метана (CH_4) в воздухе (рис. 29). Таким образом, *массовое образование арктических озёр началось в самый пик похолодания* и *сопровождалось резким ростом содержания в воздухе метана*.

6. При этом, проведенные в Западной Сибири исследования показали, что за прошедшие 30 лет *при повышении* среднемноголетней *температуры воздуха* на 1°С и стабильном уровне выпадения атмосферных осадков, *общая площадь водной поверхности* термокарстовых *озер* на эталонных участках в зоне прерывистого развития ВМ *уменьшилась на 20 %* (Днепровская и др., 2009). И, там же указано, что *аналогичный результат был получен* и американскими исследователями за 50 лет наблюдений *на Аляске*. Повышение температуры – повышение испарения и высыхания, но не образования озёр.

7. В районе Анабарского щита на Сибирской платформе наблюдается промерзание горных пород на глубину до 1,5 км, что объяснить холодным климатом невозможно даже допуская полное отсутствие снежного покрова в течение очень долгого времени.

8. Мощность ВМ по простиранию даже в одном регионе не выдержана и может меняться от первых десятков до сотен метров, «почему-то!» резко увеличиваясь над залежами углеводородов.

9. Булгунняхи, которые должны формироваться при длительном вымораживании на месте спущенных и превратившихся в хасыреи озёр, вдруг за 1,5–2 года вырастают и взрываются и образуются не только на аласах, но и на водоразделах и их склонах.

Прогресс науки вызывается не постепенным накоплением знаний, а происходит в результате резкой смены парадигм, взгляда на мир; за такой сменой следуют долгие периоды «нормального состояния науки»
Э. Хелем об «основном тезисе» Т. Куна

Краткое изложение дегазационной модели возникновения и окончания «ледниковых эпох» и связанных с ними осадконакопления и эволюции ландшафтов

Причиной начала ледниковых эпох является связанная с космо-земными циклами активизация глубинной дегазации недр, обеспечивающая диффузию газов в земную кору, следствием чего является глобальное проявление «дроссельного» и «парникового» эффектов.

В результате первого из них дренируемые вмещающие породы и приповерхностные горизонты охлаждаются за счет адиабатического расширения просачивающихся газов и над дегазирующими источниками «по правилу опрокинутого конуса» на обширных пространствах суши и морского дна образуется криолито*с*фера, приповерхностная часть которой называется «вечной мерзлотой». Одновременно с этим под дном внутренних морей, на шельфах и континентальных склонах океанов формируются крупные месторождения метангидратов. На суше залежи МГ тоже образуются в обводненных толщах ВМ (газоёмкость вод по мере охлаждения растет, и в итоге образуется «горючий лёд»), а под покрышкой мёрзлых пород или пластовых газогидратов, скапливается и «сухой» метан.

При этом на широтах со зрелыми и мощными почвенными горизонтами подток к земной поверхности и просачивание УВ-газов с высокой концентрацией углекислого кальция приводит к образованию лёссово-известковых грунтов. Факты формирования лёссов в связи с дегазацией УВ в почвы были установлены около 70 лет назад исследованиями Почвенного института АН СССР [Ковда, 1956].

Выход в атмосферу больших объемов «парниковых» газов приводит к увеличению испарения Мирового океана и увлажнению в низких широтах и экваториальных областях. Перенос теплых и влажных воздушных масс в полярные области обеспечивает обильность попутных снегопадов в средних широтах. Снежные покровы на мерзлых грунтах дольше сохраняются и испарившаяся влага в виде осадков задерживаются на континентах. Альбедо быстро возрастает, а уровень океана медленно падает. Похолодание стабилизируется, земная кора начинает реагировать на перераспределение водно-ледовых масс, биосфера средних и северных широт сменяется на хладостойкую, ландшафты начинают приобретать вид островной тундро-степи.

Водная толща менее устойчива к внешним воздействиям, чем земная кора и чутко реагирует на приливные силы, сейсмические толчки и снижение уровня моря. Поэтому нестабильные морские залежи МГ, ранее образованные на малых глубинах и на крутых склонах с оползневой опасностью, начинают активно разрушаться. Многочисленные истечения газов охлаждают водную толщу, а жидкая фаза диссоциировавших газогидратов ее опресняет. Это нарушает стабильность работы теплых морских течений, и водный обогрев Арктики прекращается,

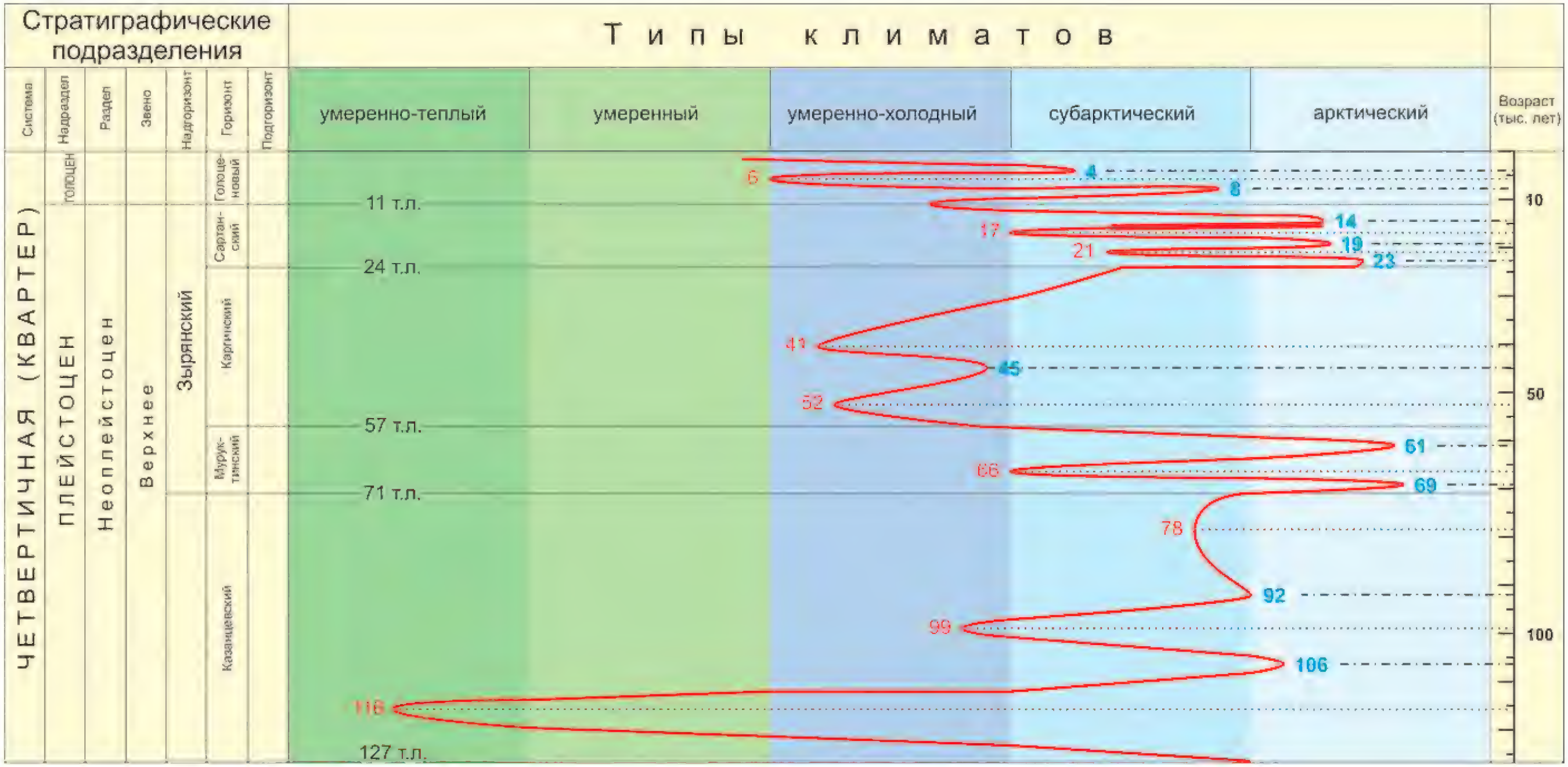


Рис. 28. Модуляции температуры воздуха и изменения климата в позднем неоплейстоцене – голоцене на Севере Средней Сибири и Таймыре. Составлено по [Волкова и др., 2009]

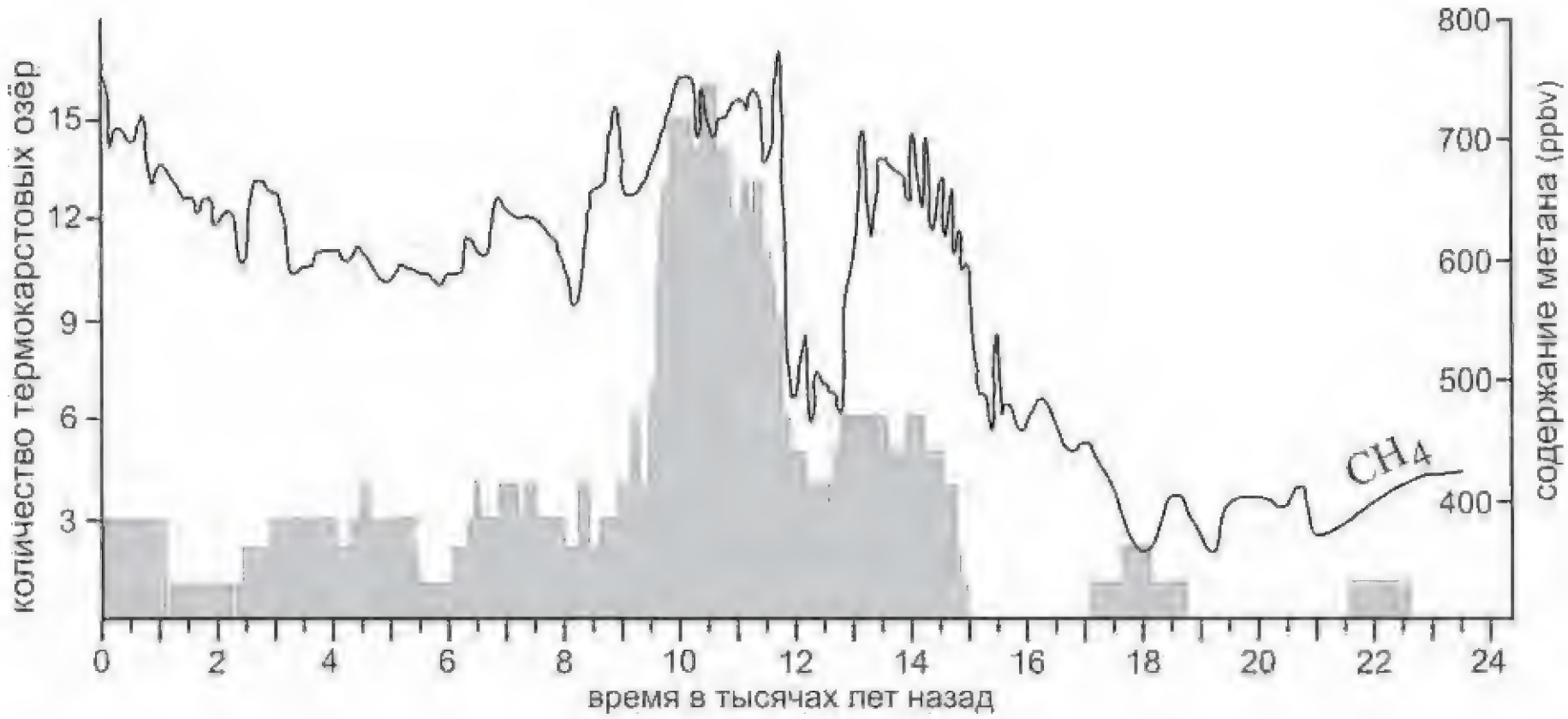


Рис. 29. Динамика масштаба зарождения «термокарстовых» озёр в Арктике и изменения содержания метана в кернах льдов Гренландии. Составлено по [Walter et al, 2007]

похолодание усиливается, возникают обстановки барических антициклонов. Следствием этого является смена преобладающего движения воздушных масс на широтное направление, климат осушается, а постепенное стаивание снежников приводит к экспансии тундро-степных ландшафтов в средние широты, формированию и широкому распространению здесь биоценозов «мамонтовой фауны».

Продолжающийся подток глубинных газов в Мировой океан приводит к формированию гигантских месторождений МГ, а в газовых залежах на суше возникают аномально высокие давления (АВД). Прежде удерживавшие газы «покрышки» мерзлых пород и грунтов не выдерживают напора, и из расположенных неглубоко от земной поверхности залежей происходят напорные выбросы метана. В атмосферу выносятся большие массы перетёртого при вихревом прорыве газов тонкодисперсного породного материала. Возникают пылевые «ядерные зимы» и в эти моменты уже «внутри» гляциалов происходят резкие похолодания.

Прямая корреляция между резким увеличением запыления атмосферы и максимальным падением температуры воздуха устанавливается в самаровскую, тазовскую, муруктинскую и сартанскую эпохи похолоданий (рис. 27, средний и верхний графики). Достоверность детального сопоставления мелких пиков на графиках ограничена масштабом построений, но статистика «хороших совпадений» свидетельствует в пользу наличия таких частных связей.

Окончание гляциалов происходит в результате затухания (прекращения?) подтока глубинных газов и начала массового разрушения залежей МГ, приводящего к быстрому росту температуры воздуха. Как видно из графика изменения температур на рисунке 27, самаровско-ширтинский приграничный пик тепла достиг максимума за 8 тыс. лет, а при завершении тазовского оледенения температуры изменились от максимально низких до самых высоких значений всего за 6 тыс. лет. В позднесартанское время рост температуры стабильно возрастал до максимума в продолжение 8 тыс. лет. Однако практически всегда вслед за этими «всплесками тепла» возникали рецидивы похолоданий, чередующиеся с локальными потеплениями. Но это уже были эпохи межледниковий.

По дегазационной модели объяснение существования «температурной пилы» может быть представлено следующей схемой последовательности явлений и вызывающих их событий.

Постепенное разрушение метастабильных залежей МГ, выход CH_4 в атмосферу и его окисление до CO_2 создает длительный «парниковый эффект» и приводит к потеплению, а увлажненность территорий стимулирует развитие лесных ландшафтов. Фитосфера нивелирует модуляции приземной атмосферы, интерстадиал получает дальнейшее развитие. Но распад МГ чутко реагирует на циклично повторяющиеся внешние воздействия, и периодически вновь активизируются выбросы газов и поступление в Мировой океан холодных пресных вод, «одноактно» высвобождающиеся из газогидратов. Потепление сменяется локальным похолоданием и снижением уровня Мирового океана. Шельф на мелководьях обнажается и с газоносных территорий давление морских вод снимается. На новых территориях суши снова на-

чинают разрушаться «свежие» залежи МГ, расти и взрываться булгунняхи, образовываться тундровые озёрные ландшафты. В атмосферу опять начинают поступать парниковые газы, временное похолодание вновь сменяется потеплением. Ритмично повторяясь, эти процессы все же затухают.

И с течением времени, по мере истощения газом «старых» скоплений МГ и общего потепления климата, ВМ деградирует и отступает в высокие широты, освобождая обширные пространства для почвообразования и экспансии лесов. По мере отступления ВМ заозёренные и заболоченные пространства тундры должны последовательно осваиваться черневой и темнохвойной тайгой, смешанными и лиственными лесами, лесостепью, но, даже проходя эти стадии смены ландшафтов, они сохраняют признаки «первородной» дегазации.

На более сухих степных и лесостепных территориях в районах былой напорной дегазации иногда сохраняются первично округлые формы дегазировавших воронок, представленные круглыми лесными полянами, аномалиями почвенно-растительного покрова на полях и лугах, залежами торфяников. Такие объекты хорошо дешифрируются на космических снимках и нередко встречаются в Центральной России и в Сибири (рис. 30).

Адаптация территорий к новым ландшафтно-климатическим условиям зависит от многих причин, в том числе от времени начала и быстроты отступления мерзлоты. В настоящее время территории юга Западной Сибири и Казахстана находятся на одной из стадий «постмерзлотной адаптации» в степных ландшафтах (рис. 31). Одна часть озёр продуцирует лечебные грязи, все еще продолжая дегазировать УВ-газами и поставлять питание метанотрофным бактериям, другая представлена болотами, третья уже адаптируется в лесных массивах. Их округлые формы и размеры подобны «пензенским и подмосковным».

В Подмосковье известно 36 «астроблемовидных» округлых озёра, многие из них на дне имеют глубокие ямы, а на периферии у некоторых располагается хорошо выраженный «валик-бруствер» [Епифанов, 2015г]. Если центры дегазации становятся каналами связи между глубинными и поверхностными водами, такие озёра отличаются нестабильным положением уровня водного зеркала и могут долго не зарастать.

Иногда озёра-каналы не теряют связи с глубинными перетоками газов и продолжают периодически дегазировать струями или большими пузырями и известны случаи их самовоспламенения. Такие озёра у местного населения получают характерные названия «Адово», «Гиблое», «Чертово», «Шайтан», а если дегазация сероводородная, то «Гнилое», «Тухлое», «Смердячье». В 20 км восточнее г. Пензы расположено озеро «Мёртвое», в котором вода холодная и чистая, но рыба не водится, что очевидно связано с периодически наблюдающимися на нем выходами газа (рис. 32). Полукилометровое озеро, расположенное в лесу и недалеко от большого города, популярностью у населения явно не пользуется – ни дорог, ни тропинок к озеру на снимках обнаружить не удалось. В Сибири местные жители нередко упоминают о круглых зеленых и красивых полянках в лесу, долгое пребывание на которых вредно для здоровья и может оказаться смертельным.

В тех случаях, когда подток вод с глубин не активен, но метан постоянно просачивается, фор-

Рис. 30. Округлые реликты давней дегазации в Пензенской области, унаследованные разрабатываемыми торфяниками (А) и лесными опушками и переувлажненными участками сельхозугодий на ее границе с Ульяновской областью (Б). Космоснимки Google

мируются мощные торфяники. В процессе их накопления определяющую роль играют стабильность увлажнения и образование углекислоты при окислении метана. Исключительно благоприятная роль углекислоты в корневом питании растений в условиях ВМ показана в специальных геолого-экологических исследованиях [Бгатов, 1993]. Локальное сочетание в пространстве CO_2 и увлажнения способствует активному развитию болотных биоценозов и накоплению больших масс органики, гнилостный распад которой резко ограничивается избытком углекислоты и подтоком метана – «болотного» газа. Автор убежден в том, что «болотный газ» лишь в малой степени генерируется самим болотом, а основное его количество связано с вялым, но постоянным подтоком глубинного метана. Естественно, что лишь достаточное увлажнение способствует образованию болот, и ее уменьшение превратит болота в «сухие» торфяники. А увеличение количества влаги приведет к их экспансии.

Такая ландшафтная ситуация характерна для юга Васюганских болот возникновение которых в Западной Сибири связывают началом голоцена. Расположенные на территориях с высоким углеводородным потенциалом, Васюганские болота к началу «Малого Ледникового периода» (около 450 лет назад) имели площадь на 75 % меньше современной, а единый ныне массив раньше состоял из 19 изолированных болот. Сейчас общая площадь Васюганья достигает 54 тысячи км^2 и включает в себя ~800 тысяч мелких озер, обычно являющихся истоками для десятков малых рек и речушек. В настоящее время основная часть территории Васюганья испытывает поднятие и одновременно с этим подтапливается глубинными водами. Объяснить такое сочетание природных процессов можно лишь напорным отжимом к земной поверхности больших водных масс, образованных в результате разрушения залежей газогидратов и таяния подземных льдов при отступлении ВМ.

Поскольку в итоге регулярных взрывных выбросов залежи метангидратов истощаются газом, но водная фаза остается, то последние стадии их разрушения должны сопровождаться блоуаутингом – напорным газо-водным фонтанированием с выносом на дневную поверхность больших масс водно-породной смеси (пульпы), близким аналогом которого в сейсмически активных областях является «грязевый вулканизм» [Епифанов, 2010б, 2011а, в].

Принципиально подобные этим, явления водной транспортировки, но с выбросом больших объемов артезианских напорных вод, способных выносить из земных глубин на поверхность самый разнообразный обломочный материал, *в том числе, крупноразмерный весом до первых тонн*, были описаны под названием «гидровулканизм» в Средней Азии [Иванчук, 1994].

Оценивая историю каспийских трансгрессий–регрессий, многие авторы приходят к выводу о не способности «климатических моделей» объяснить масштабы, а иногда и хронологию, этих событий. В одной из последних работ о гидрологических событиях на Каспии отмечается: «Длительное поступление подземных вод, процессы гидровулканизма, возникавшие явления их внезапной резкой разгрузки, видимо, способствовали пополнению разной солености водной массы Каспийской впадины» [Лаврушин и др., 2014, с. 43].

О распространенности явления отмечалось: «реальный гидровулканизм как особый вид разгрузки напорных вод, вызывающий преобразование рельефа и накопление специфических осад-

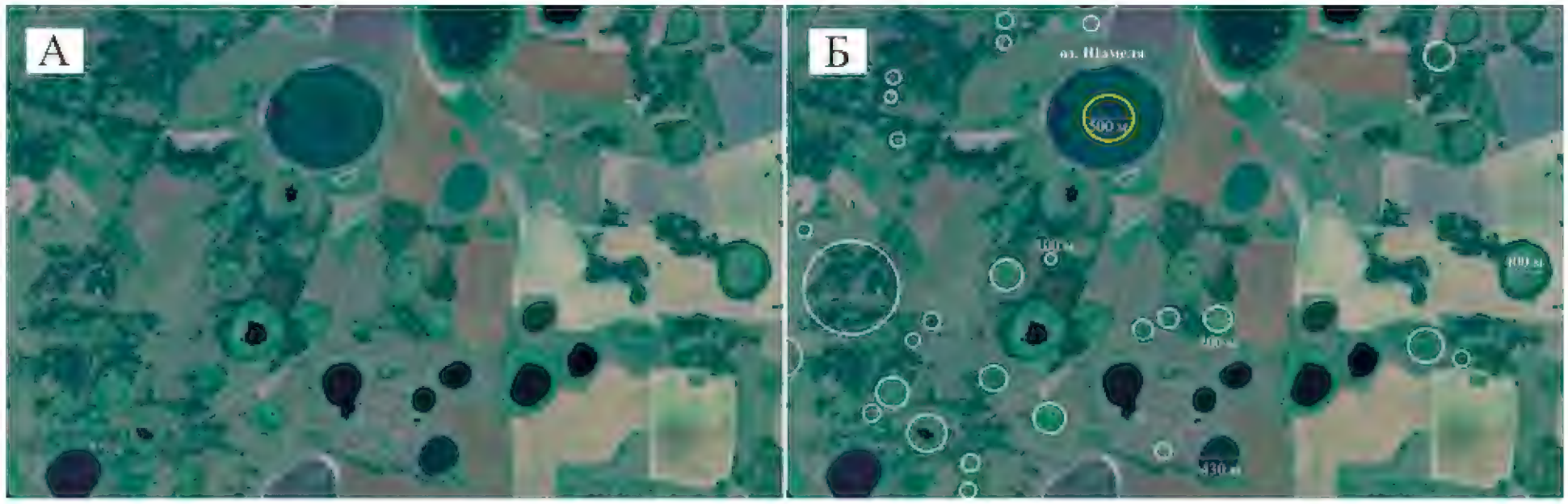


Рис. 31. Озёра разной степени зарастания в одном из районов юго-запада Курганской области. В центральной части крупного горько-солёного озера Шамеля видна глубоководная центральная часть, вокруг которой сформировалась кольцо отложений лечебных грязей, используемых в местной бальнеологии. Космоснимок Google

Рис. 32. Озеро Мёртвое в 2015 г. в момент дегазации нескольких мелких каналов (А) и оно же в 2017 г. «в момент покоя». Космоснимки Google

ков, вряд ли редчайшее, уникальное явление. По-видимому, следы его можно обнаружить в различных районах… Можно предполагать, что гидровулканы периодически проявляют активность вслед за динамикой подземных вод» [Баландин, 2009, с. 94].

Признаки былых процессов гидровулканизма были выявлены в Дагестане, Крыму, Львовской и Нижегородской областях. Указывалось что: «в эпохи тектонических активизаций … в глубоко погруженных песчаных резервуарах создавались огромные пластовые давления. Слоистая толща не выдерживала и рвалась, ломалась. Захороненные подземные воды с огромной силой вырывались вверх, в эти разломы. Пластовые воды, попав в раздробленный разломами участок … сдвигали с места огромные обломки породы, перетирали их и выталкивали вверх…. Подземные воды вырывались по каналу с такой силой и скоростью, что *выносили обломки породы весом более тонны*…. Воды, первоначально чистые, становились растворами … наиболее крупные обломки породы и песок выпадали вблизи устья … воды, несущие взвешенные обломки пород… это были временные потоки, и они не были похожи на современные типичные речные системы» [Иванчук, 1967, с. 56–57].

Вынесенный под большими напорами воды из промежуточных коллекторов или из зон тектонического дробления, разнообразный глубинный материал в районах с маломощным осадочным чехлом может содержать и обильную обломочную «экзотику» – магматические породы и гнейсы фундамента. Полуокатанность (валунная округлость) и штриховка бороздами, неизбежно образующиеся при трении о другие выносимые водными потоками обломки пород, для них должны быть характерными и типичными. Но…Обнаружение валунной и галечной экзотики на Русской равнине рассматривается как «неопровержимое свидетельство» дальнего переноса пород движущимися ледниками.

В областях деградации ВМ выносимые из земных глубин глинисто-песчаные осадки (с галькой, гравием и щебнем) в результате напорного водно-газового фонтанированиия (blowout) имеют вид и вещественный состав типичных микроселевых потоков [Епифанов, 2010б]. Иногда проявления блоуаутинга могут быть локальными и короткими, как на болотных марях Васюганья, где над устьями воронок сформировались заросшие лесом каплевидные островки «суши» (рис. 33 А) тонким концом стока вод ориентированные к р. Тартас (правый приток р. Иртыш) [Епифанов, 2015в]. Характерно, что в 200 км южнее, в Барабинской степи на берегу оз. Чаны, образовались мелкие дегазационные структуры другого типа – «грязевые вулканчики» (рис. 33 Б).

Сочетание такого типа структур не являются уникальным. Например, оно может быть обнаружено, на Атлантическом побережье США. В штате Южная Каролина существует природный парк «Заливы Каролины» (рис. 33 В) и рядом в Северной Каролине на десятки километров протягивается зона «грязевых вулканов» (рис. 33 Г), а недалеко от них на океаническом дне расположено месторождение газогидратов Аутер Блейк Ридж с запасами метана 28,4 трлн м^3. Характерно, что

объекты в этих регионах сопоставимы и по размерам.

Однако при напорной дегазации недр поступление больших объемов и масс глубинного обломочного материала на дневную поверхность может быть связано не только с выбросами и излияниями. Как видно на примере газолитокластической структуры «Гнездо Огненного орла» (рис. 34), сформированной 300–500 лет назад и подновленной в 1841–1842 гг. [Исаев, 2014], залегающие на глубине горные породы могут и просто выдавливаться газами.

Отметим, что подобные дегазационные процессы могут принимать различные виды – «газового вулканизма» (термин использовал С.А. Ковалевский в 1927 г.), «газонефтяного вулканизма» (А.Д. Султанов, В.А. Горин в 1963 г.). Термин же «гидровулканизм» был введен П.П. Иванчуком в 1964 г. [Епифанов, 2011в] для акцентирования внимания на отличии этих процессов от «грязевого вулканизма» на безусловно ведущей роли воды. Однако участия газов в «гидровулканизме» автор не исключал.

Давно известный и относительно широко распространенный, «грязевый вулканизм» рассматривается как «эталон» природных явлений связанных с поступлением больших масс глубинного вещества на поверхность. Он представлен разнообразными типами дегазации – излияниями в виде псевдоселевых потоков, фонтанированием, взрывными выбросами, и образует формы рельефа, аналоги которых можно увидеть в тундре Арктики и в Центральной России (рис. 35 А), на Патомском нагорье (рис. 35 Б) и в районах распространения классических ледниковых и водноледниковых отложений (рис. 36).

Рис. 33. Каплевидные островки леса в болотах Васюганья в 25 км от группы УВ месторождений (А) и поле «грязевых вулканчиков» расположенное в 200 км южнее на берегу оз. Чаны (Б). Подобные овалы, ориентированные к побережью Атлантики, известны в Южной Каролине (В), а в Северной Каролине, недалеко от гигантского месторождения МГ, вдоль побережья наблюдается протяженная зона грязевого вулканизма. Космоснимки Google

Вынос глубинного обломочного материала на дневную поверхность обычно происходит при активном участии воды и газа – агентов весьма подвижных и при больших напорах обладающих высокой транспортирующей силой.

В районах распространения ВМ залповое развитие процессов массового газо-водного фонтанирования непременно приведет к образованию намывных дамб в изгибах речных долин и произведет катастрофически быстрое затопление обширных территорий. При отсутствии перепада высот, прорывы и сбросы вод из таких подпрудных озёр имеют невысокую энергетику и могут образовывать относительно мощные, но лишь короткие и не дифференцированные псевдоселевые потоки, способные формировать локальный эрозионно-аккумулятивный ландшафт «ледникового типа» с несортированными отложениями.

Но те же водно-породные потоки, выходя в долины магистральных рек, создают для их стока серьезные препятствия и могут привести к образованию крупных подпрудных озёр, например, Мансийского, «державшего воду» в «морских» объемах.

Локальными «держащими воду» препятствиями для нормального стока северных рек в Ледовитый океан могли быть многочисленные намывные запруды и плотины, формирующиеся в речных долинах и на мелководьях дельт устьев притоков магистральных рек. Превращение намывных запруд в ледово-породные плотины происходило в результате зимних промерзаний и последующей изоляции пластов льда песчано-глинистыми грунтами, принесенными при весенних паводках, либо при очередном сбросе псевдоселевых потоков.

Массовое образование наледей, регулярно-постоянно возникающих при поисках путей стока вод, и их изоляция намывными грунтами, способствовали формированию гигантских палеоплотин внеруслового стока, реликтами которых могут быть лаптевоморские острова и исчезнувшая «Земля Санникова».

Естественно, что образование крупных озёр-морей приводило к накоплению на суше гигантских объёмов пресных вод, уровень которых постепенно поднимался. И в какой-то момент сток сибирских рек переориентировался на юго-западное направление. Сброс воды в Атлантический бассейн в итоге сформировал каскад перетока проходивший по «маршруту»: Аральское – Каспийское – Азовское – Черное – Средиземное моря [Чепалыга, 2007]. О таком направлении стока свидетельствует система сибирских спиллвеев – Тургайского, Касс-Кетского, Тунгусского и Верхневилюйского [Гросвальд, 1999].

Длительное прекращение поступления воды из сибирских рек в Северный Ледовитый океан привело к снижению его уровня и появлению градиента высот между океаническим базисом и системой подпрудных озёр-морей на Евразийском континенте. Вода ищет короткий путь, и наступил момент, когда северные реки «вернулись в океан». Возвращение, вероятно, спровоцированное внешними причинами, было бурным.

Прорывные выбросы (йокульлаупы) пресных вод из озёр-морей в виде суперпотоков (фладстримов) резко устремились в океан, размывая плотины в долинах и на устьях, а местами переуглубляя ложе стока в магистральных реках (например, в р. Енисей). Стремительное повышение уровня Северного Ледовитого океана привели к выходу массы холодных пресных вод в Атлантику и перекрытию потока теплых вод Гольфстрима.

Так могло происходить при последнем «рецидиве оледенения» в Западной Европе во время позднедриасового похолодания.

Рис. 34. Образованная давлением УВ-газов литокластическая структура. Известна она под названиями «Патомский кратер» и, не случайно, – «Гнездо Огненного орла». Фото В. Исаева

Рис. 35. «Грязевые вулканы», представленные озером-кратером на Таманском п-ове (А) и конусом-кратером с газо-грязевым «яйцом» «вулкана Локбатан» на Апшеронском п-ове (Б). Фото: http://discoveric.ru/mesta/azerbaydzhan/baku/mud_volcano_lokbatan

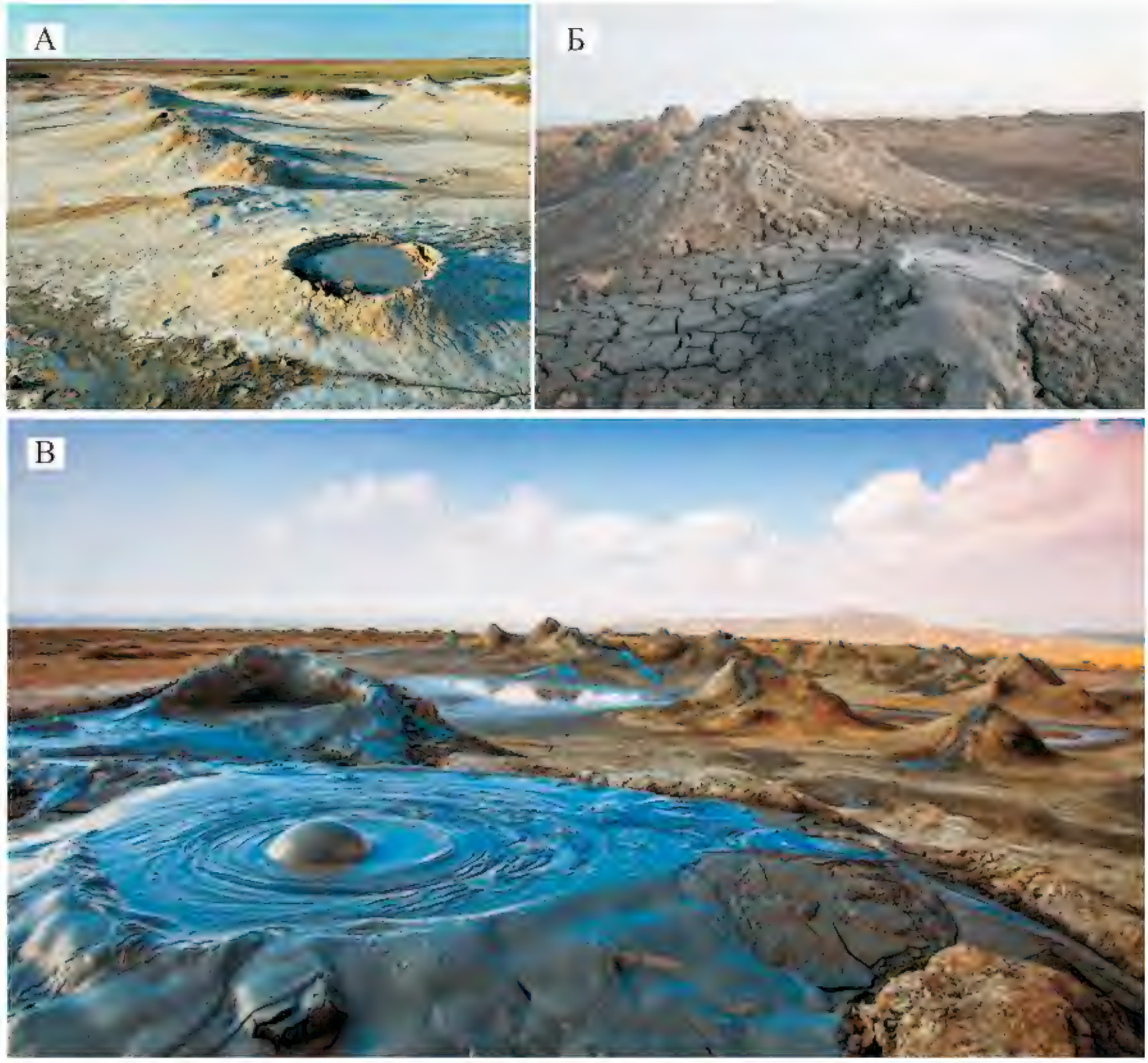


Рис. 36. Рельеф районов грязевого «вулканизма» на Таманском (А, Б) и Апшеронском (В) полуостровах. Промытые от глины и сохранившие обломочный породный материал, такие формы в северных районах воспринимались бы как «ледниковые» камы, озы и пр. Фото: http://tamagne.ru/files/apartment_entertainments/36/img/_1428.jpg http://images2.mygola.com/ed3b93f9df8882f90771346bf86ca070_1403187726_l.jpg http://azerbaijan.travel/uploads/2499c-mud-volcanoes-in-gobustan-national-park-azerbaijan-20150311.jpg

Около 12 700 лет назад после нескольких десятилетий «климатической нестабильности» всего за 2–3 года среднегодовая температура упала на 5–7 градусов, западные теплые ветры сменились холодными северными, после чего более 1000 лет здесь существовал холодный климат. Эти реконструкции были выполнены на основе изучения осадков оз. Меерфельдер-Маар (юго-запад Германии). Получившие такие результаты исследователи затруднились их объяснить, рассмотрев и отвергнув версии падения «неизвестного» метеорита и «скоропостижного» таяния «неизвестного» ледяного щита как причины похолодания.

Все эти события вполне объяснимы «залповым» поступлением холодных пресных вод из Северного Ледовитого океана (по высказыванию Ю.А. Лаврушина – и раздробленными ледовыми полями) в Атлантику, которые «притопили и развернули» теплые, но соленые и более тяжелые воды Гольфстрима. Началась еще одна, очередная, короткая фаза похолодания, после которой наступил относительно теплый, но тоже нестабильный голоцен с Атлантическим оптимумом (9–5 т.л.н.) и последующим охлаждением климата.

Этот вариант описания дегазационной модели не случайно имеет форму «эссе на тему…».

Для геолого-географических наук значимость изучения последствий самопроизвольной природной дегазации уже стала очевидной, но сама проблема не исследована. И естественно, что кроме работ автора [Епифанов, 2003–2017], до сих пор моделирования разнообразных событий Квартера с позиций «дегазационной парадигмы» изменения климата еще не выполнялось, а накопленный в четвертичной геологии огромный фактический материал с этой целью практически не привлекался. Очевидно, что для Науки это обширное поле деятельности и импульс для дальнейшего развития. В научно-прикладном аспекте уже принесшего конкретный практической результат [Епифанов и др., 2015].

Для понимания и осознания руководящей роли углеводородной напорной дегазации недр в прошлых, современных и грядущих ландшафтно-климатических пертурбациях и событиях необходимо хотя бы кратко ответить на следующие принципиальные вопросы.

1. *Насколько широко метангидраты распространены в Природе?*

В 2009 году Международным энергетическим агентством сообщалось, что общие ресурсы газогидратов могут превышать Запасы традиционного природного газа в 2–10 раз, составляя от 1 000 до 5 000 трлн. м^3. Сейчас известно более 230 месторождений газогидратов, которые располагаются вблизи океанических берегов США, Канады, Коста-Рики, Гватемалы, Мексики, Японии, Южной Кореи, Индии и Китая, на шельфе Северного Ледовитого океана и в Охотском море, во внутренних морях – Средиземном, Черном, Балтийском, Каспийском и на дне озера Байкал. А также на суше в ВМ арктической зоны Северного полушария, где они распространены более широко, чем это пока известно, т.к. при существующих технологиях бурения эти соединения разрушаются еще при подъеме керна, и продуктивные горизонты метангидратов не распознаются [Якушев и др., 2014].

2. *Насколько масштабно развиты процессы дегазации в современную эпоху?*

О масштабах проявления дегазационных процессов в конце неоплейстоцена-голоцене свидетельствует не только изобилие арктических озер, подавляющее количество которых, по мнению автора, обусловлено выбросами газов, но и массовое развитие покмарок на шельфе Северного Ледовитого океана – до 350 на 1 км^2 морского дна, в Мексиканском заливе и т.д. Распространение в Мировом океане газонасыщенных придонных осадков было установлено практически повсеместно [Епифанов, 2015]

Покмарки представляют собой овальные депрессии, образующиеся в придонных грунтах в результате выбросов газа вместе с осадками в водную среду. Диаметр их составляет от 1 до 250 м, иногда до 400–800 м и более, а глубина изменяется от 0,5 до 20 м, достигая в некоторых случаях 100 м. Часть покмарок уже заполняется голоценовыми осадками, и обнаружены новые, формирующиеся в настоящее время, с активно дегазирующими сипами и факельными выбросами газа [Богоявленский, 2014а, б; Епифанов, 2015в]. Иногда «на профилях высокоразрешающей сейсморазведки (ВРС) наблюдаются подходящие к покмаркам субвертикальные разрывы сплошности сейсмических отражающих горизонтов, соответствующие каналам миграции газа – «газовым трубам» [Богоявленский, 2014а, с. 16].

Морские исследования показали разнообразие видимых следов дегазации. Зафиксированы надводные факелы, фонтаны огня из лунок и трещин, пропарины во льдах (до десятков м^2), вздутия и торосирование льда. На озерах суши тоже отмечаются выбросы газа (см. рис. 3, 6, 25) вздутия, торосы, пропарины (наблюдавшиеся и на льду оз. Байкал) [Епифанов, 2015б].

3. *Как быстро могут изменяться ландшафты и образоваться озёра?*

По дегазационному сценарию – образование булгунняха и его взрыв с образованием воронки, а затем ее превращение котлован и в типичное тундровое озеро – «на ровном месте» озеро может возникнуть всего за 5–6 лет!

Как показали события на Ямале в 2017 г., в 30 км восточнее стационара биологической базы "Ёркута" была обнаружена воронка диаметром ~ 10–12 м и глубиной около 20 м (рис. 37). При этом выяснилось, что в конце лета 2015 г. место взрыва представляло собой ровный участок тундры, на котором в 2016 г. внезапно вырос бугор. Как видно на фотографиях, расположенная в долине р. Ёркатаяха вблизи водоёма, очень скоро воронка станет частью этого озера.

Образовавшаяся при взрыве булгунняха на берегу небольшого озерца весной 2013 г. всего за 4 года Дерябинская воронка к лету 2017 г. тоже стала частью озера (рис. 20). А найденная в 2014 г. Бованенковская воронка превратилась в озеро тоже к 2017 г. (рис. 5).

4. Происходили ли прежде «на исторической памяти народов» связанные с напорной дегазацией недр катастрофические события?

В связи с напорной дегазацией недр весьма показательны зафиксированные в героическом эпосе якутского народа «Нюргун Боотур Стремительный» сцены катастроф [Епифанов, 2015д, Епифанов и др., 2015]. Частой (если не основной) темой этого произведения являются пожары и процессы катастрофической дегазации: «Будто смерть дохнула – огонь вспыхнул. Из бездонной погибельной глубины клубящийся вихрь вылетел…», «Через каменный дымоход синее пламя взлетело столбом… », «… закружился, гудя, как вихрь … и, полыхнув огнем, шумно к темным тучам взвился», «Черные там деревья росли на черной от сажи земле; взрытые глубоко, недра зияли кругом…». В сибирской тайге часто встречаются гари и в любом ее районе есть водотоки с названиями Горелый, Гаревый, Огневой, Огневка и т.д.

И вовсе не случайно, что название реки «Ангара» с санскрита переводится как «древесный уголь». Способ получения древесного угля путем сжигания древесины в присыпанных землей ямах или кучах известен издавна. А именно такие процессы и происходят в Природе при газовых выбросах – горящие поваленные деревья присыпаются выброшенной землей и длительное время горят-тлеют в условиях дефицита кислорода.

Якуты-саха прежде проживали в районе р. Ангары и на других реках-Тунгусках. И естественно предположить, что в сюжетах народного фольклора нашли отражение происходившие здесь события, связанные с выбросами метана подобными Тунгусскому газовому взрыву.

Комплексная оценка связанных с «Тунгусским метеоритом» событий и явлений позволила автору представить его в виде модели газового выброса, сравнив с работой газосварочного аппарата, и рекомендовать как «полигон» для геологического изучения специалистами [Епифанов, 2002]. В 2008–2010 гг. полевые геолого-геохимические работы провели два доцента СПб Горного университета – А.А. Савичев и Г.Т. Скублов, закартировавшие крупную газовыводящую структуру на участке «Северное Болото». Изучение и опробование многочисленных разрезов рыхлых отложений позволило выявить и датировать древние горизонты, обильно наполненные тектитами, аналогичными образованным во время катастрофы 1908 года. Эти и другие данные «…позволяют утверждать, что Тунгусскому событию предшествовало несколько аналогичных катастроф… процессы дегазации в Тунгусском районе реально существовали 15900, 7320 лет назад, активно проявились в 1908 г. и продолжаются в настоящее время» [Скублов, 2012, с. 184]. Прилетать по нескольку раз в одно место метеориты явно не могут, а дегазация возобновляться может, и об этом свидетельствуют развитые здесь округлые болота,

Рис. 37. Виды обнаруженной в 2017 г. воронки «Ёркутаяха». На месте ее образования в 2015 г. была обычная «ровная» тундра, но в 2016 г. внезапно вырос, а в 2017 г. взорвался булгуннях. Фотоматериал А. Синицкого

на одном из которых и была выявлена «газовыводящая структура» (рис. 38).

5. Почему разрушение ГГ не может быть следствием потепления климата, и является его причиной?

Современные погодные «катаклизмы» широко обсуждаются и комментируются в СМИ и их пытаются «научно» объяснять «плохой экологией» и потеплением за счет антропогенного влияния на природу. Этим потеплением климата и пытаются объяснять распад МГ с образованием взрывных воронок и озёр. Однако это не наука, а политика. *Науке известно, что климатические изменения, в том числе резкие и глобальные, происходили в те времена, когда наши далекие предки еще не умели «портить экологию», и еще раньше, когда человекообразных в природе не существовало вовсе.* До «техногенной эры» образовывались и озёра с признаками первично дегазационного генезиса.

Рассуждение о том, что теплое лето обуславливает увеличение слоя оттайки почво-грунтов и по этой причине происходят выбросы газов (напомним, что Сеяхинская воронка образовалась 28 июня 2017 г., а в Арктике это лишь начало лета) не выдерживает проверки здравым смыслом. Отметим, что выброс газа на Дерябинской воронке произошел с глубины 100 м и оттаивают лишь 1,5–2 м грунта на поверхности.

Высказываемые мнения о том, что выбросы газов происходят на следующий год после теплого лета (действительно, 2016 г. на Ямале был теплым, а в 2017 г. образовались две новые воронки) лишь очередная попытка «привязать-таки» дегазацию к теплу и климату в качестве следствия. Однако это совпадение, поскольку имеется и иное наблюдение.

В 2012 г. автор проводил экспедиционные работы на Западном Таймыре в бассейне р. Пясина. По мнению местных жителей, рыбаков и геологов «сложно вспомнить» еще одно такое же холодное лето. А весной 2013 г. на Западном Таймыре в левобережье р. Енисей образовалась Дерябинская воронка. Выбросу газов предшествовало холодное лето.

Массовое формирование арктических озёр и рост содержания метана в атмосфере (рис. 29) совпадают по времени с похолоданием на севере Сибири (рис. 28), а это однозначно свидетельствуют против навязываемого обществу мнения о потеплении как о первопричине образования озёр. Результаты исследований отечественных и американских специалистов даже указывают на обратный процесс – потепление приводит к уменьшению площади озёр и их количества [Днепровская и др., 2004].

Распределение озёр на местности (рис. 26) тоже указывает на отсутствие связи между климатом и образованием «карстовых озёр», но свидетельствует о связи образования озёр с газоносными районами, и в частности, с некими «очаговыми процессами» (рис. 20, 21).

Необходимо особо отметить, что «климатическая модель» не состоятельна не только в «теплом варианте» причины образования озёр, но и в «холодном варианте» механизма образования булгунняхов (пинго). Это уже отмечалось ранее, но добавим, что факты наблюдающегося образования

Рис. 38. Место «периодических падений Тунгусских метеоритов» и округлые болота. Космоснимок Google

булгунняхов на склонах водоразделов и на берегах озёр, а не «на хасыреях, образованных на местах спущенных озёр», опровергают один из основных постулатов климатической гляциологии.

Также очевидно, что попытки определения времени формирования булгунняхов по датированию перекрывающих торфяников, как и по дендрохронологическим исследованиям произраставших в местах газовых выбросов кустарников, реального смысла не имеют, поскольку булгуннях может вырасти на ровном месте и взорваться всего за 1,5–2 года.

Вслед за Р. Дж. Коллингвудом и Ю.Н. Авсюком заметим: «Работа над картиной или рукописью прекращается не потому что она закончена, а потому, что подошел срок ее отправки…» [Авсюк, 1996, с. 180].

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ:

1. Современная «ледниковая парадигма» базируется на двух основных гипотезах – «инсоляционной» и «экспансии ледников», с которыми связывает кардинальные изменения климата и образование специфических форм рельефа и осадков. В рамках парадигмы ряд природных явлений не имеет объяснений, а отдельные ее «постулаты» оказываются неверны.

2. Глубинная дегазация недр и катастрофическое разрушение содержащихся в морях и в «вечной мерзлоте» суши залежей метангидратов способны прямо и непосредственно влиять на глобальные изменения климата, периодически охлаждая и согревая поверхность планеты.

3. Происходящие при процессах глубинной напорной дегазации изменение ландшафтов и накопление специфических типов отложений конвергентны действительно ледниковым, наблюдаемым в горных областях. Именно это подобие ранее позволило гипотезе «Глобальных Оледенений» игнорировать факты и доказательства оппонентов и возобладать над гипотезой «Всемирных Потопов».

4. «Дегазационная парадигма» удовлетворительно объясняет парадоксы «парадигмы ледниковой» и адаптирует основной фактический материал гипотез-предшественниц, связывая в единых природных процессах похолодания и потопы. Она требует своего дальнейшего развития – уточнения, изменения, дополнения и пр.

5. Дальнейшая разработка «дегазационной парадигмы», основанная на накопленных специалистами по Квартеру знаниях и на обширном фактическом материале, способна в новом ракурсе переоценить события последнего Ледникового периода и научно спрогнозировать грядущие изменения климата.

Литература

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 188 с.

Баландин Р.К. Гидровулканы // Земля и Вселенная. 2009. № 6. С. 90–96.

Бгатов В.И., Ларгин А.Ф. Происхождение многолетнемерзлых пород // Советская геология. 1990. № 8. С. 102–108.

Бгатов В.И. Подходы к экогеологии (Жизнь и геологическая среда). Новосибирск: Изд-во Новосибирского ун-та. 1993. 222 с.

Бембель Р.М., Бембель С.Р., Кашин А.Е. и др. Связь очагов активности нефтегазонакопления и глубинных криогенных источников // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике: Матер. междунар. конф., Пущино, 1996. Новосибирск: Наука. 1997. С.193–199.

Бешенцев В.А. Криолитозона и криогенные процессы Ямала // Горные ведомости. 2015. № 1. С. 68–80.

Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. М: Недра. 1986. 88 с.

Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра. // Бурение и нефть. 2014а. № 9. С. 13–18.

Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра. Часть 2. // Бурение и нефть. 2014б. № 10. С. 4–8.

Богоявленский В.И., Мажаров А.В., Титовский А.Л. и др. Выбросы газа из криолитозоны Ямало-Ненецкого автономного округа // Арктические ведомости. 2014. № 4 (10). С. 60–66.

Богоявленский В.И. Выбросы газа и нефти на суше и в акваториях Арктики и Мирового океана // Бурение и нефть. 2015. № 6. С. 4–9.

Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. и др. Новые данные о вариациях стабильных изотопов в ледяном ядре булгунняха на юге Тазовского полуострова //ДАН. 2017. Т. 472. № 4. С. 466–470.

Волкова В.С., Хазина И.В. Палеоклиматическая шкала плейстоцена Средней Сибири и Таймыра // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VI Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. С. 126–128.

Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир. 1999. 120 с.

Днепровская В.П., Брыксина Н.А., Полищук Ю.М. Изучение изменений термокарста в зоне прерывистого распространения вечной мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков // Исследование Земли из космоса. 2009. № 4. С. 88–96.

Епифанов В.А. Тунгусский феномен. Взгляд геолога на земную природу явления // 30 лет на службе томской геологии. Науч.тр. ТО СНИИГГиМС. Новосибирск. 2002. С. 293–306.

Епифанов В.А. Дегазация недр и развитие оледенений в связи с вращением Земли // Проблемы геологии и

географии Сибири: Матер. науч. конф. Т. IV. Томск: Изд-во ТГУ. 2003. С. 44–47.

Епифанов В.А. Дегазационная гипотеза возникновения глобальных оледенений // Вопросы географии Сибири: Сборник статей. Томск: ТГУ. 2006. Вып. 26. С. 81–90.

Епифанов В.А. Пульсации Земли и глобальная геоэкология // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Красноярского края. Вып. 9. Красноярск: КНИИГиМС. 2007. С. 160–168.

Епифанов В.А. Дегазационно-водная гипотеза образования ледниковых отложений и ландшафтов // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Матер. Всерос. конф. с междунар. участием. М.: ГЕОС. 2010а. С. 163–166.

Епифанов В.А. «Blowout fluid» как возможная причина формирования алмазоносных россыпей // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения: Матер. XIV Междунар. совещ. Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин». 2010б. С. 234–239.

Епифанов В.А. Напорно-флюидная модель формирования отложений «ледникового типа» // Квартер во всём его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VII Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Апатиты: СПб. 2011а. Т.1. С. 191–194.

Епифанов В.А. Связь геолого-климатических событий среднего и позднего неоплейстоцена с прецессионными циклами и модуляциями интенсивности магнитного поля Земли как элемент прогноза природных катастроф // Квартер во всём его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VII Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Апатиты: СПб. 2011б. Т.1. С. 195–197.

Епифанов В.А. Образование форм мезо- и микрорельефа в результате напорно-флюидной дегазации недр // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: Матер. XXXI Пленума Геоморф. Комиссии РАН. Астрахань: «Техноград». 2011в. Ч. 2. С. 137–142.

Епифанов В.А. Геогалактические пульсации, пространство-время Земли и гармония стратиграфической шкалы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 4 (12). С. 90–103.

Епифанов В.А. Дегазационная модель возникновения ледниковых эпох и ее фактическое подтверждение на Таймыре // Актуальные вопросы экологии Таймыра: Матер. II Таймырской музейной интер.-конф. Дудинка. 2014. С. 9–17.

Епифанов В.А. Геолого-геоморфологические аспекты проявления напорной дегазации в тундрово-арктических регионах Сибири // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Матер. 2-ой науч.-практ. конф. Т.2. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2015а. С. 39–41.

Епифанов В.А. Образование газогидратов в криолитосфере, деградация залежей и некоторые формы ее проявления // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Матер. 2-ой науч.-практ. конф. Т.2. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2015б. С. 41–43.

Епифанов В.А. Коэволюционная модель формирования и деградации криолитосферы и скоплений газа // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Матер. 2-ой науч.-практ. конф. Т.2. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2015в. С. 43–45.

Епифанов В.А. Эволюция озёрно-болотных систем и модуляции климата как результат дегазации недр // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. IX Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН. 2015г. С. 155–157.

Епифанов В.А. Якутский героический эпос «Олонхо» как методическая подсказка для поисков коренных алмазов на закрытых территориях Центрально-Сибирской и Тунгусской субпровинций // Матер. V полевого научн.-практ. семинара «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА». Айхал. АмГРЭ. 2015д. С. 250–252.

Епифанов В.А. Пульсации Земли и пути решения «проблем» углеводородов и углей // Тез. докл. Всеросс. конф. 5-е Кудрявцевские Чтения: Формулирование современного варианта теории глубинного абиогенно-мантийного происхождения нефти и газа (Москва. ЦКТЭ). 2016 г. http://conference.deepoil.ru/index.php/materials?start=7

Епифанов В.А. Напорная дегазация недр как причина лесных пожаров // «Экологический риск»: Матер. IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН. 2017а. С. 68–70.

Епифанов В.А. Геолого-климатическая модель и геологические особенности четвертичного и других глобальных оледенений Земли // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. X Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Москва: ГИН РПАН. 2017б. С. 129–131.

Епифанов В.А. Катастрофическая дегазация недр как ведущий фактор глобальных изменений климата в Квартере. Причины ее возникновения, характер и масштабы проявления // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. X Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Москва: ГИН РАН. 2017в. С. 131–133.

Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А. Напорная дегазация недр как основа ландшафтно-геоморфологического метода поиска алмазоносных кимберлитов в закрытых районах, ее экологическая значимость и отображение в якутском эпосе-олонхо // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. №4 (24). С. 97–109.

Ершов Э.Д, Лебеденко Ю.П., Чувилин Е.М. и др. Проблемы устойчивости газогидратных залежей в криолитозоне // Вестник Московского ун-та. 1992. Сер. 4. Геология. № 5. С.82–87.

Жуланова И.Л. О морфологии и природе ареала алмазоносности на Сибирском кратоне: новая модель // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии: Матер. IV Регионал. науч.-практ. конф. Мирный. 2014. С. 64–68.

Земцов А.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А. и др. Рельеф Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука. 1988. 192 с.

Иванчук П.П. Гидровулканизм // Природа. 1967. № 7. С. 49–57.

Иванчук П.П. Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра. 1994. 158 с.

Исаев В.П. Патомский феномен. Иркутск: Изд-во ИГУ. 2014. 95 с.

Ковда В.А. Изменение химико-минерального состава почвенного покрова под влиянием миграции солей и газов глубоких нефте-газовых залежей // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР. 1956. Вып. 2. С. 85–91.

Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // Доклады АН. 1996. Т. 346. № 5. С. 647–649.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., А. Тудрин и др. Каспий: гидрологические события позднего Квартера // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 19–51.

Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). М.: «Агар». 2005. 248 с.

Малышев А.И. Роль охлаждающих горизонтов в генезисе углеводородных месторождений // ДАН. 2017. Т. 476. № 4. С. 445–447.

Сизов О.С. Дистанционный анализ последствий поверхностных газопроявлений на севере Западной Сибири // Геоматика. 2015. № 1. С. 53–68.

Скублов Г.Т. Криптовулканическая модель Тунгусского феномена: история вопроса и первые результаты // Феномен Тунгуски: на перекрестке идей. Сб. науч. тр. Новосибирск. 2012. С.172–190.

Сумгин М. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР (2-е дополненное издание). Изд-во АН СССР: Москва-Ленинград. 1937. 365 с.

Хеллем Э. Великие геологические споры: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 216 с.

Хименков А.Н., Сергеев Д.О., Станиловская Ю.В. и др. Газовые выбросы в криолитозоне как новый вид геокриологических опасностей // Геориск. 2017. № 3. С. 58–65.

Хитаров Н.И., Войтов Г.И. Твердые приливы и дегазация Земли // Природа. 1982. № 3. С. 6–12.

Чепалыга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений (ЭЭЗ) как проявление «Всемирного Потопа» в Понто-Каспийском бассейне // Фундаментальные проблемы Квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. V Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Москва: ГИН РАН. 2007. С. 441–443.

Якушев В.С., Гафаров Н.А., Карнаухов С.М. и др. Газовые гидраты в Арктике и Мировом океане. М.: ООО «Издательский дом Недра». 2014. 251 с.

Walter K.M., Edwards M.E., Grosse G., Zimov S.A., Chapin F.S. Thermocarst Lakes as a Source of Atmospheric CH4 During the last Deglaciation // Science. 2007. V. 318. P. 633–636.

Avsyuk Yu.N. Prilivnyye sily i prirodnyye protsessy. M.: OIFZ RAN. 1996. 188 s.

Balandin R.K. Gidrovulkany // Zemlya i Vselennaya. 2009. № 6. S. 90–96.

Bgatov V.I., Largin A.F. Proiskhozhdeniyemnogoletnemerzlykh porod // Sovetskaya geologiya. 1990. № 8. S. 102–108.

Bgatov V.I. Podkhody k ekogeologii (Zhizn' i geologicheskaya sreda). Novosibirsk: Izd-vo Novosibirskogo un-ta. 1993. 222 s.

Bembel' R.M., Bembel' S.R., Kashin A.Ye. i dr. Svyaz' ochagov aktivnosti neftegazonakopleniya i glubinnykh kriogennykh istochnikov // Itogi fundamental'nykh issledovaniy kriosfery Zemli v Arktike i Subarktike: Mater. mezhdunar. konf., Pushchino, 1996. Novosibirsk: Nauka. 1997. S.193–199.

Beshentsev V.A. Kriolitozona i kriogennyye protsessy Yamala // Gornyye vedomosti. 2015. № 1. S. 68–80.

Bogatskiy V.V. Mekhanizm formirovaniya struktur rudnykh poley. M: Nedra. 1986. 88 s.

Bogoyavlenskiy V.I. Ugroza katastroficheskikh vybrosov gaza iz kriolitozony Arktiki. Voronki Yamala i Taymyra. // Bureniye i neft'. 2014a. № 9. S. 13–18.

Bogoyavlenskiy V.I. Ugroza katastroficheskikh vybrosov gaza iz kriolitozony Arktiki. Voronki Yamala i Taymyra. Chast' 2. // Bureniye i neft'. 2014b. № 10. S. 4–8.

Bogoyavlenskiy V.I., Mazharov A.V., Titovskiy A.L. i dr. Vybrosy gaza iz kriolitozony Yamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga // Arkticheskiye vedomosti. 2014. № 4 (10). S. 60–66.

Bogoyavlenskiy V.I. Vybrosy gaza i nefti na sushe i v akvatoriyakh Arktiki i Mirovogo okeana // Bureniye i neft'. 2015. № 6. S. 4–9.

Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.K. i dr. Novyye dannyye o variatsiyakh stabil'nykh izotopov v ledyanom yadre bulgunnyakha na yuge Tazovskogo poluostrova //DAN. 2017. T. 472. № 4. S. 466–470.

Volkova V.S., Khazina I.V. Paleoklimaticheskaya shkala pleystotsena Sredney Sibiri i Taymyra // Fundamental'nyye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. VI Vseros. soveshch. po izuch. chetvertichnogo perioda. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 2009. S. 126–128.

Grosval'd M.G. Yevraziyskiye gidrosfernyye katastrofy i oledeneniye Arktiki. M.: Nauchnyy mir. 1999. 120 s.

Dneprovskaya V.P., Bryksina N.A., Polishchuk YU.M. Izucheniye izmeneniy termokarsta v zone preryvistogo rasprostraneniya vechnoy merzloty Zapadnoy Sibiri na osnove kosmicheskikh snimkov // Issledovaniye Zemli iz kosmosa. 2009. № 4. S. 88–96.

Yepifanov V.A. Tungusskiy fenomen. Vzglyad geologa na zemnuyu prirodu yavleniya // 30 let na sluzhbe tomskoy geologii. Nauch.tr. TO SNIIGGiMS. Novosibirsk. 2002. S. 293–306.

Yepifanov V.A. Degazatsiya nedr i razvitiye oledeneniy v svyazi s vrashcheniyem Zemli // Problemy geologii i geografii Sibiri: Mater. nauch. konf. T. IV. Tomsk: Izd-vo TGU. 2003. S. 44–47.

Yepifanov V.A. Degazatsionnaya gipoteza vozniknoveniya global'nykh oledeneniy // Voprosy geografii Sibiri: Sbornik statey. Tomsk: TGU. 2006. Vyp. 26. S. 81–90.

Yepifanov V.A. Pul'satsii Zemli i global'naya geoekologiya // Problemy ispol'zovaniya i okhrany prirodnykh resursov Krasnoyarskogo kraya. Vyp. 9. Krasnoyarsk: KNIIGiMS. 2007. S. 160–168.

Yepifanov V.A. Degazatsionno-vodnaya gipoteza obrazovaniya lednikovykh otlozheniy i landshaftov // Degazatsiya Zemli: geotektonika, geodinamika, geoflyuidy; neft' i gaz; uglevodorody i zhizn': Mater. Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiyem. M.: GEOS. 2010a. S. 163–166.

Yepifanov V.A. «Blowout fluid» kak vozmozhnaya prichina formirovaniya almazonosnykh rossypey // Rossypi i mestorozhdeniya kor vyvetrivaniya: sovremennyye problemy issledovaniya i osvoyeniya: Mater. XIV Mezhdunar. soveshch. Novosibirsk: Izd-vo OOO «Apel'sin». 2010b. S. 234–239.

Yepifanov V.A. Naporno-flyuidnaya model' formirovaniya otlozheniy «lednikovogo tipa» // Kvarter vo vsom yego mnogoobrazii. Fundamental'nyye problemy, itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. VII Vseros. soveshch. po izuch. chetvertichnogo perioda. Apatity: SPb. 2011a. T.1. S. 191–194.

Yepifanov V.A. Svyaz' geologo-klimaticheskikh sobytiy srednego i pozdnego neopleystotsena s pretsessionnymi tsiklami i modulyatsiyami intensivnosti magnitnogo polya Zemli kak element prognoza prirodnykh katastrof // Kvarter vo vsom yego mnogoobrazii. Fundamental'nyye problemy, itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. VII Vseros. soveshch. po izuch. chetvertichnogo perioda. Apatity: SPb. 2011b. T.1. S. 195–197.

Yepifanov V.A. Obrazovaniye form mezo- i mikrorel'yefa v rezul'tate naporno-flyuidnoy degazatsii nedr // Teoreticheskiye problemy sovremennoy geomorfologii. Teoriya i praktika izucheniya geomorfologicheskikh sistem: Mater. XXXI Plenuma Geomorf. Komissii RAN. Astrakhan': «Tekhnograd». 2011v. CH. 2. S. 137–142.

Yepifanov V.A. Geogalakticheskiye pul'satsii, prostranstvo-vremya Zemli i garmoniya stratigraficheskoy shkaly // Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Sibiri. 2012. № 4 (12). S. 90–103.

Yepifanov V.A. Degazatsionnaya model' vozniknoveniya lednikovykh epokh i yeye fakticheskoye podtverzhdeniye na Taymyre // Aktual'nyye voprosy ekologii Taymyra: Mater. II Taymyrskoy muzeynoy inter.-konf. Dudinka. 2014. S. 9–17.

Yepifanov V.A. Geologo-geomorfologicheskiye aspekty proyavleniya napornoy degazatsii v tundrovo-arkticheskikh regionakh Sibiri // Geologiya, geofizika i mineral'noye syr'ye Sibiri: Mater. 2-oy nauch.-prakt. konf. T.2. Novosibirsk: SNIIGGiMS. 2015a. S. 39–41.

Yepifanov V.A. Obrazovaniye gazogidratov v kriolitosfere, degradatsiya zalezhey i nekotoryye formy yeye proyavleniya // Geologiya, geofizika i mineral'noye syr'ye Sibiri: Mater. 2-oy nauch.-prakt. konf. T.2. Novosibirsk: SNIIGGiMS. 2015b. S. 41–43.

Yepifanov V.A. Koevolyutsionnaya model' formirovaniya i degradatsii kriolitosfery i skopleniy gaza // Geologiya, geofizika i mineral'noye syr'ye Sibiri: Mater. 2-oy nauch.-prakt. konf. T.2. Novosibirsk: SNIIGGiMS. 2015v. S. 43–45.

Yepifanov V.A. Evolyutsiya ozorno-bolotnykh sistem i modulyatsii klimata kak rezul'tat degazatsii nedr // Fundamental'nyye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. IX Vseros. soveshch. po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Irkutsk: Izd-vo IG SO RAN. 2015g. S. 155–157.

Yepifanov V.A. Yakutskiy geroicheskiy epos «Olonkho» kak metodicheskaya podskazka dlya poiskov korennykh almazov na zakrytykh territoriyakh Tsentral'no-Sibirskoy i Tungusskoy subprovintsiy // Mater. V polevogo nauchn.-prakt. seminara «Geologicheskoye obespecheniye mineral'no-syr'yevoy bazy almazov AK «ALROSA». Aykhal. AmGRE. 2015d. S. 250–252.

Yepifanov V.A. Pul'satsii Zemli i puti resheniya «problem» uglevodorodov i ugley // Tez. dokl. Vseross. konf. 5-ye Kudryavtsevskiye Chteniya: Formulirovaniye varianta teorii glubinnogo abiogenno-mantiynogo proiskhozhdeniya nefti i gaza (Moskva. TSKTE). 2016 g. http://conference.deepoil.ru/index.php/materials?start=7

Yepifanov V.A. Napornaya degazatsiya nedr kak prichina lesnykh pozharov // «Ekologicheskiy risk»: Mater. IV Vseros. nauch. konf. s mezhdunar. uchastiyem. Irkutsk: Izd-vo IG SO RAN. 2017a. S. 68–70.

Yepifanov V.A. Geologo-klimaticheskaya model' i geologicheskiye osobennosti chetvertichnogo i drugikh global'nykh oledeneniy Zemli // Fundamental'nyye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. X Vseros. soveshch. po izuch. chetvertichnogo perioda. Moskva: GIN RPAN. 2017b. S. 129–131.

Yepifanov V.A. Katastroficheskaya degazatsiya nedr kak vedushchiy faktor global'nykh izmeneniy klimata v Kvartere. Prichiny yeye vozniknoveniya, kharakter i masshtaby proyavleniya // Fundamental'nyye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. X Vseros. sovesh. po izuch. chetvert. perioda. Moskva: GIN RAN. 2017. S. 131–133.

Yepifanov V.A., Loskutov Yu.I., Minin V.A. Napornaya degazatsiya nedr kak osnova landshaftno-geomorfologicheskogo metoda poiska almazonosnykh kimberlitov v zakrytykh rayonakh, yeye ekologicheskaya znachimost' i otobrazheniye v yakutskom epose-olonkho // Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Sibiri. 2015. №4 (24). S. 97–109.

Yershov E.D, Lebedenko Yu.P., Chuvilin Ye.M. i dr. Problemy ustoychivosti gazogidratnykh zalezhey v kriolitozone // Vestnik Moskovskogo un-ta. 1992. Ser. 4. Geologiya. № 5. S.82–87.

Zhulanova I.L. O morfologii i prirode areala almazonosnosti na Sibirskom kratone: novaya model' // Geologicheskoye obespecheniye mineral'no-syr'yevoy bazy almazov: problemy, puti resheniya, innovatsionnyye razrabotki i tekhnologii: Mater. IV Regional. nauch.-prakt. konf. Mirnyy. 2014. S. 64–68.

Zemtsov A.A., Mizerov B.V., Nikolayev V.A. i dr. Rel'yef Zapadno-Sibirskoy ravniny. Novosibirsk: Nauka. 1988. 192 s.

Ivanchuk P.P. Gidrovulkanizm // Priroda. 1967. № 7. S. 49–57.

Ivanchuk P.P. Gidrovulkanizm v «osadochnom chekhle zemnoy kory. M.: Nedra. 1994. 158 s.
Isayev V.P. Patomskiy fenomen. Irkutsk: Izd-vo IGU. 2014. 95 s.
Kovda V.A. Izmeneniye khimiko-mineral'nogo sostava pochvennogo pokrova pod vliyaniyem migratsii soley i gazov glubokikh nefte-gazovykh zalezhey // Kora vyvetrivaniya. M.: Izd-vo AN SSSR. 1956. Vyp. 2. S. 85–91.
Lavrushin Yu.A., Golubev Yu.K. Osobennosti stroyeniya i formirovaniya vodno-lednikovykh otlozheniy // Doklady AN. 1996. T. 346. № 5. S. 647–649.
Lavrushin Yu.A., Spiridonova Ye.A., A. Tudrin i dr. Kaspiy: gidrologicheskiye sobytiya pozdnego Kvartera // Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 2014. № 73. S. 19–51.
Larin V.N. Nasha Zemlya (proiskhozhdeniye, sostav, stroyeniye i razvitiye iznachal'no gidridnoy Zemli). M.: «Agar». 2005. 248 s.
Malyshev A.I. Rol' okhlazhdayushchikh gorizontov v genezise uglevodorodnykh mestorozhdeniy // DAN. 2017. T. 476. № 4. S. 445–447.
Sizov O.S. Distantsionnyy analiz posledstviy poverkhnostnykh gazoproyavleniy na severe Zapadnoy Sibiri // Geomatika. 2015. № 1. S. 53–68.
Skublov G.T. Kriptovulkanicheskaya model' Tungusskogo fenomena: istoriya voprosa i pervyye rezul'taty // Fenomen Tunguski: na perekrestke idey. Sb. nauch. tr. Novosibirsk. 2012. S.172–190.
Sumgin M. Vechnaya merzlota pochvy v predelakh SSSR (2-ye dopolnennoye izdaniye). Izd-vo AN SSSR: Moskva-Leningrad. 1937. 365 s.
Khellem E. Velikiye geologicheskiye spory: Per. s angl. M.: Mir, 1985. 216 s.
Khimenkov A.N., Sergeyev D.O., Stanilovskaya Yu.V. i dr. Gazovyye vybrosy v kriolitozone kak novyy vid geokriologicheskikh opasnostey // Georisk. 2017. № 3. S. 58–65.
Khitarov N.I., Voytov G.I. Tverdyye prilivy i degazatsiya Zemli // Priroda. 1982. № 3. S. 6–12.
Chepalyga A.L. Epokha ekstremal'nykh zatopleniy (EEZ) kak proyavleniye «Vsemirnogo Potopa» v Ponto-Kaspiyskom basseyne // Fundamental'nyye problemy Kvartera: itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dal'neyshikh issledovaniy: Mater. V Vseros. soveshch. po izuch. chetvertichnogo perioda. Moskva: GIN RAN. 2007. S. 441–443.
Yakushev V.S., Gafarov N.A., Karnaukhov S.M. i dr. Gazovyye gidraty v Arktike i Mirovom okeane. M.: OOO «Izdatel'skiy dom Nedra». 2014. 251 s.

V.A. Epifanov

EXPLOSIVE FUNNEL-WELLS AND THE URGENCY OF STUDYING THE ROLE OF SUBSOIL DEGASSING IN CLIMATIC EVENTS AND LANDSCAPE TRANSFORMATIONS OF THE QUATERNARY PERIOD

A description of the funnel-wells formed in Siberia in 2013-17 at spontaneous emissions of methane is provided and illustrated with photographs.. The diameter of the objects is 4–26 m, the depth is up to 100 m. It is shown that in 3–4 years the funnels become indistinguishable from the typical tundra lakes, millions of which are found in the Russian Arctic. The mechanism of the influence of deep degassing on the formation of «permafrost» and deposits of gas hydrates is described. With their development and degradation, climate, landscape, biocenoses changes are associated. A number of facts are indicated, the explanation of which is impossible within the framework of modern models of glaciations in the Quaternary. The solving «degassing paradigma» is proposed.

Keywords: degassing, methane hydrates, explosions, funnels, lakes, climate, models.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

МИКРО- И МЕЗОРЕЛЬЕФ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

С. Г. Миронюк[1], А. А. Иванова[2]

[1]ООО «Центр морских исследований МГУ им. М. В. Ломоносова», г. Москва, mironyuksg@gmail.com
[2]ООО «Морская проектно-изыскательская компания», г. Москва, gladi41147@gmail.com

Представлены результаты батиметрической съемки, выполненные с помощью многолучевых эхолотов на баренцево-карском шельфе. Получены доказательства в пользу гипотезы о существовании в прошлом единого Баренцевоморско-Карского ледникового щита. Впервые в российском секторе Баренцева моря обнаружены ледниковые отторженцы, структуры типа «hill-hole pairs», флютинг-морена. Уточнено положение края ледникового щита в Восточно-Новоземельском желобе.

Ключевые слова. Поздний валдай, баренцево-карский шельф, ледниковый покров, цифровые модели рельефа, гляциальная морфоскульптура, флютинг-морена, ледниковый отторженец

ВВЕДЕНИЕ

Изучение рельефа дна Баренцева и Карского морей, первоначально на основе промеров глубин лотом, относится к концу XIX – началу XX вв. и было обусловлено, в первую очередь, необходимостью развития арктического судоходства и освоения биологических ресурсов шельфа. К указанному времени относится и возникновение гипотезы оледенения Баренцева шельфа.

В частности, в СССР, в довоенный период изучения шельфа Баренцева моря были получены первые доказательства того, что в формировании морфоскульптурного рельефа шельфа Баренцева моря и его берегов огромная роль принадлежала древним ледниковым покровам [Панов,1937].

В указанной монографии Д.Г. Панова представлена схема размещения ледниковых покровов в Баренцевом море в максимальную стадию четвертичного оледенения. Центральная часть рассматриваемого моря, как считал Д.Г. Панов, не была покрыта ледником. По существу, Д.Г. Панов одним из первых ориентировочно обозначил границы гляциального шельфа в западно-арктических морях.

Планомерное изучение рельефа дна арктических морей России началось в послевоенное время (1945–1953 гг.). Гидрографические работы были направлены главным образом на обеспечение безопасности мореплавания по трассам Северного морского пути. В указанный период уже применялись однолучевые эхолоты отечественного производства. К числу фундаментальных работ этого периода следует отнести монографию В.Н. Сакса «Четвертичный период в Советской Арктике», в которой автор впервые, опираясь на обширный материал, выполнил реконструкцию плейстоценовых ледниковых покровов Арктики [Сакс, 1948].

С начала 60-х годов начались геолого-геофизические работы по поискам углеводородного сырья на шельфе арктических морей, а позже, в 80-ые годы, инженерно-геологические изыскания для строительства нефтегазопоисковых скважин и трубопроводов. Появляется ряд обобщающих работ в которых рассматриваются вопросы геоморфологии гляциальных шельфов [Асеев и др., 1974, Гросвальд, 1962, Дибнер, 1968, Кленова, 1960, Лаврушин, 1970, Матишов, 1977, Спиридонов, 1970].

В работе Г.Г. Матишова [Матишов, 1977] отмечается важная роль в формировании шельфа экзарационно-аккумулятивной деятельности плейстоценовых ледников, создавших такие ме-

зоформы рельефа как моренные гряды, флювиогляциальные равнины, троги, котловины выпахивания и др. На одном из рисунков, включенном в упомянутую выше статью, показаны границы максимального распространения материковых ледников в эпохи валдайского и среднеплейстоценового оледенений. В более поздних работах Г.Г. Матишова [Матишов, 1984, 2008] его модели оледенения шельфа Баренцева моря претерпели существенные изменения и дополнения. На схемах развития материковых ледниковых покровов на шельфе Баренцева моря в позднем плейстоцене (18–20 тыс. лет) показаны: край ледниковых покровов, кромка шельфовых ледников, ареал шельфовых ледников, линии тока ледников и акватории с айсбергами.

Среди работ, опубликованных в рассматриваемый период, необходимо особо отметить работы В.Д. Дибнера [Дибнер, 1965, 1978] в которых впервые были представлены доказательства сплошного плейстоценового оледенения Баренцева и значительных частей Карского шельфов. Публикации В.Д. Дибнера по существу положили начало острой дискуссии о масштабах и количестве оледенений на шельфе арктических морей, которая продолжается и в настоящее время [Большиянов, 2006, Гусев и др., 2012, Доречкина, 2014, Иванова, Мурдмаа, 2017, Матишов, 1984, Павлидис и др., 2005].

В нынешнем столетии к числу крупных и значимых работ по гляциальной геоморфологии, морфолитогенезу, седиментогенезу следует отнести труды С.Л. Никифорова [Никифоров, 2006], Ю.А. Павлидиса С.Л. Никифорова [Павлидис, Никифоров, 2007], М.А. Левитана, Ю.А. Лаврушина, Р. Штайна [Левитан, Лаврушин, Штайна, 2007], О.Г. Эпштейна, А.В. Старовойтова, А.Г. Длугач [Эпштейн, Старовойтов, Длугач, 2010].

В последние годы для изучения геоморфологического строения шельфа все шире применяется высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование и многолучевое эхолотирование. Это позволило выявить на дне Баренцева и Карского морей ряд реликтовых плейстоценовых ледниковых микроформ (морфоскульптур), изучить ледниковые отложения на всю их мощность с большой детальностью [Гайнанов, 2005, Доречкина, 2012, Мороз, 2017].

В 2016 г. ВСЕГЕИ впервые подготовлена в ГИС-формате актуализированная Карта четвертичных образований м-ба 1:2500 000 [Застрожнов и др., 2016]. В комплект Карты входит «Гляциоморфологическая картосхема территории Российской Федерации» в том же масштабе. Картосхема составлена на территорию суши с внутренними морями и на прилегающие к ней акватории арктических морей (Баренцево, Печерское, Карское моря, море Лаптевых). На картосхеме показаны границы максимального распространения оледенений позднего неоплейстоцена, в том числе поздневалдайского. На акваториях эта граница уверено проведена в Белом и Печерском морях, и, в качестве предполагаемой, в СВ части Карского моря.

Подводя итог краткого обзора работ, касающихся проблемы оледенения шельфа Западно-Арктических морей, следует отметить, что на сегодняшний день имеется четыре основные точки зрения на указанную проблему: маринистов (дрифтовая), пангляциалистов, гляциалистов и умеренных гляциалистов. Критическое рассмотрение гипотез маринистов и пангляциалистов выполнено Г.Г. Матишовым [Матишов, 1984]. Спор о размерах оледенений в настоящее время ведется, в основном, между гляциалистами и умеренными гляциалистами.

Гляциалисты, как российские, так и зарубежные, доказывают существование в прошлом на шельфе обширного, толщиной 1–2 км в центральной его части, единого Баренцевоморско-Карского ледникового щита. Согласно взглядам, умеренных гляциалистов речь может идти лишь о частичном покровном оледенении, которое охватывало Скандинавский полуостров, архипелаги Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Новой Земли и Шпицбергена и часть прилегающей акватории. Продолжением ледниковых щитов были плавающие шельфовые ледники, переходящие в многолетний паковый лед с айсбергами. В группе умеренных гляциалистов продолжается дискуссия и по вопросу соединения ледниковых покровов Новой Земли и ЗФИ. Кроме того, обсуждается проблема положения восточной границы последнего максимального ледникового покрова в Карском море.

Представленный ниже материал (цифровые модели рельефа) о реликтовых формах гляциального микро-и мезорельефа, обнаруженных с помощью многолучевых эхолотов типа «Reason SeaBat»: 8111, 7125 и T20-P направлен на решение указанных выше вопросов. Исследования проводились на более чем 20 ключевых участках, относительно равномерно расположенных в пределах различных геоморфологических областей российской части западно-арктического шельфа (рис. 1). Батиметрические работы проводились ООО «Питер Газ», ООО «Сварог», ООО «Деко-Проект» и другими организациями в 2006-2016 гг.

Изучение рельефа выполнялось на ключевых участках, расположенных в пределах Северо-Баренцево-Карской, Северо-Баренцевской, Новоземельской, Центральной низменной и Юго-Западной областей (рис. 2).

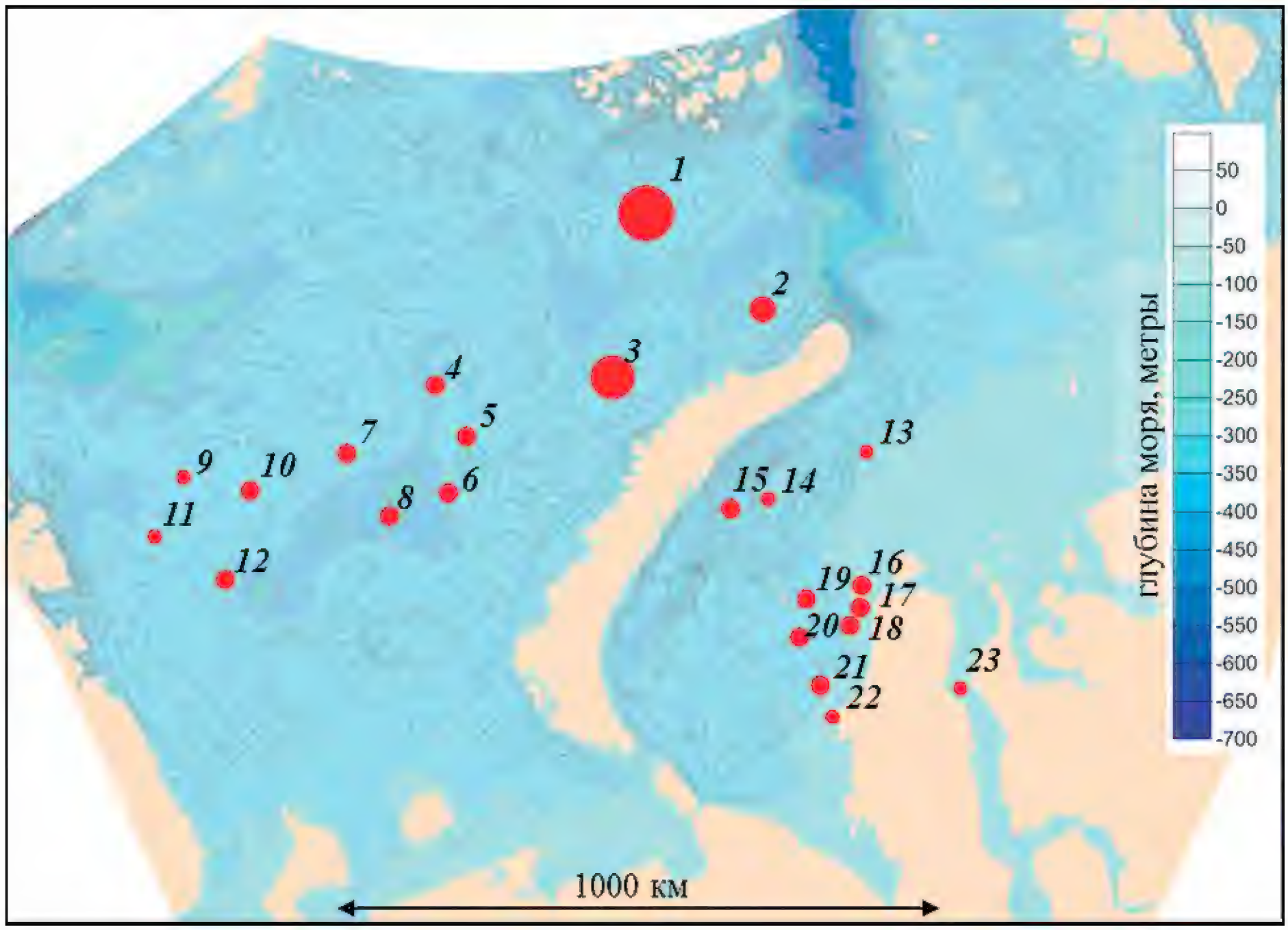


Рис. 1. Обзорная батиметрическая карта региона работ. Красные кружки- ключевые участки работ

Баренцево море: 1 – Альбановский, 2 – Варнекский, 3 – Западно-Приновоземельский, 4 – Медвежий, 5 – Лудловский, 6 – Ледовый, 7 – Демидовский, 8 – Штокмановский, 9 – Северный диапир, 10 – Сводовая, 11 – Южный диапир, 12 – Северо-Кильдинская. Карское море: 13 – Восточно-Приновоземельский, 14 – Университетский, 15 – Викуловский, 16 – Белоостровский, 17 – Скуратовский, 18 – Нярмейский, 19 – Русановский, 20 – Ленинградвский, 21 – Северо-Харасавейский, 22 – Харасавейский, 23 – Байдаратский

В Карском море батиметрическая съемка выполнялась вдоль восточного борта Восточно-Новоземельского желоба и на отдельных площадях Западно-Карской низменности. Ниже представлен краткий региональный обзор гляциальной геоморфологии изученного региона.

ОПИСАНИЕ МИКРО- И МЕЗОРЕЛЬЕФА ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА

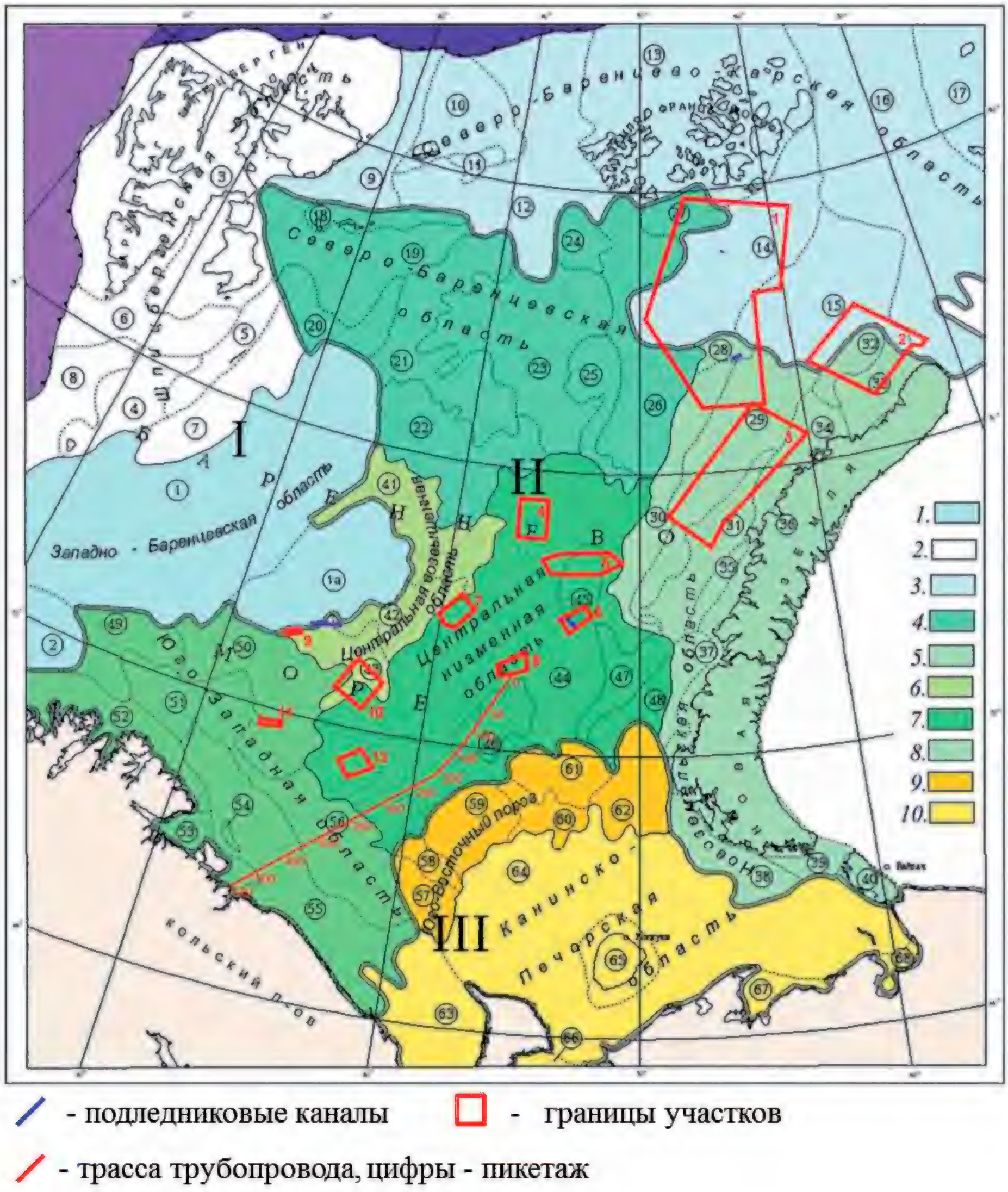
Баренцево моря. Северо-Баренцево-Карская область

Работы выполнялись в пределах Северо-Восточной возвышенности (плато). Северная граница участка находится на расстоянии около 20 км к югу от Земли Франца Иосифа (ЗФИ).

Наши исследования, морфоскульптурный анализ дна, позволили дополнить и уточнить обстановку морфолитогенеза в наименее изученной северо-восточной части шельфа Баренцева моря, между ЗФИ и Новой Землей. Здесь нами были выявлены и идентифицированы разновозрастные, относящиеся к различным стадиям оледенения ледниково-экзарационные и ледниково-аккумулятивные микро- и мезоформы рельефа, некоторые из них в рассматриваемой области описаны впервые.

На одной из площадок, расположенной приблизительно в 70 км от Земли Франца-Иосифа в пределах северной части Северо-Восточной возвышенности, отчетливо прослеживаются друмлины (рис. 3). Длинные их оси имеют направление СЗ-ЮВ. Самый крупный из них во время трансгрессии был деформирован экзарацией.

В 55 км южнее поля друмлинов обнаружен подледниковый канал стока талых вод ЮВ простирания (рис. 4).



Еще южнее, приблизительно в 330 км от современного берега ЗФИ, на локальном поднятии рельефа плато (глубина моря около 150 м) впервые в Баренцевом море зафиксирована гляциодислокация – крупный отторженец (рис. 5).

К своеобразному типу моренного рельефа следует отнести обнаруженную в рассматриваемой области флютинг-морену (рис. 6). Условия формирования и районы распространения подобного типа морен детально описаны в монографии Ю.А.Лаврушина [Лаврушин, 1976]. В частности, показано, что флютинг-морена является результатом «интенсивного донного скольжения по ложу в краевых лопастях ледникового покрова».

В норвежском секторе Баренцевого моря такие «изборожденные» поверхности детально охарак-

Рис. 2. Ключевые участки исследований в Баренцевом море (основа – карта геоморфологического районирования [Петров, 2010])

I – Окраинно-шельфовая провинция. Западно-Баренцевская область желобов и впадин: 1 – Медвежинский желоб, 1а – Восточно-Медвежинская котловина; 2 – желоб Ингей; Шпицбергенская возвышенная область: 3 – Шпицбергенское поднятие, 4 – Шпицбергенская банка, 5 – Надеждинское плато, 6 – Зюйдкапский желоб, 7 – Восточно-Шпицбергенский склон, 8 – юго-западный Шпицбергенский склон. Северо-Баренцево-Карская область поднятий и желобов: 9 – желоб Орла, 10 – плато острова Белый, 11 – плато Виктория, 12 – желоб Франц-Виктория, 13 – поднятие Земли Франца-Иосифа, 14 – Северо-Восточная возвышенность, 15 – Северо-Восточный желоб, 16 – желоб Святой Анны. **II – Внутришельфовая провинция. Северо-Баренцевская равнинная область:** 17 – Центрально-Карское плато, 18 – возвышенность Короля Карла, 19 – желоб Короля Карла, 20 – седловина Персея, 21 – возвышенность Персея, 22 – желоб Персея, 23 – Северная равнина, 24 – плато Альбакова, 25 – возвышенность Кленовой, 26 – впадина Альбакова, 27 – желоб Альбакова. Новоземельская область линейных возвышенностей и желобов: 28 – Северо-Восточная седловина, 29 – Западно-Новоземельская возвышенность, 30 – Адмиралтейский склон, 31 – Западно-Новоземельский желоб, 32 – плато Литке, 33 – желоб Литке, 34 – Западно-Новоземельский склон, 35 – Крестовая терраса, 36 – Новоземельское поднятие, 37 – Кармакульская терраса, 38- Южно-Новоземельский желоб, 39 – седловина Карских Ворот, 40 – Вайгачское поднятие. Центральная возвышенная область: 41 –Центральная возвышенность,42 – Демидовский желоб, 43 – Демидовская возвышенность. Центральная низменная область: 44 – Центральная впадина, 45 – Безымянная возвышенность, 46 – Гусиная терраса, 47 – Восточная терраса, 48 – Моллеровский склон. Юго-Западная область преимущественно линейных возвышенностей и желобов: 49 – Нордкинское плато, 50 – Финмаркенская равнина, 51-Нордкинская впадина, 52 – Скандинавский склон, 53 – Кольский склон, 54 – Рыбачье плато, 55 – Кольский желоб, 56 – Мурманская возвышенность. **III – Мелководная провинция.** Канинско-Печерская область, Юго-Восточный порог: 57 – Южно-Канинское плато, 58-Канинский желоб, 59 – Северо-Канинское плато, 60 – Гусиный желоб, 61 – Гусиное плато, 62 – плато Моллера. Канинско-Печерская равнинная область, 63- Канинская ступень, 64- Печерморская ступень, 65- Колгуевское поднятие, 66-Чешская губа, 67-Печерская губа, 68-Хайпудырская губа.

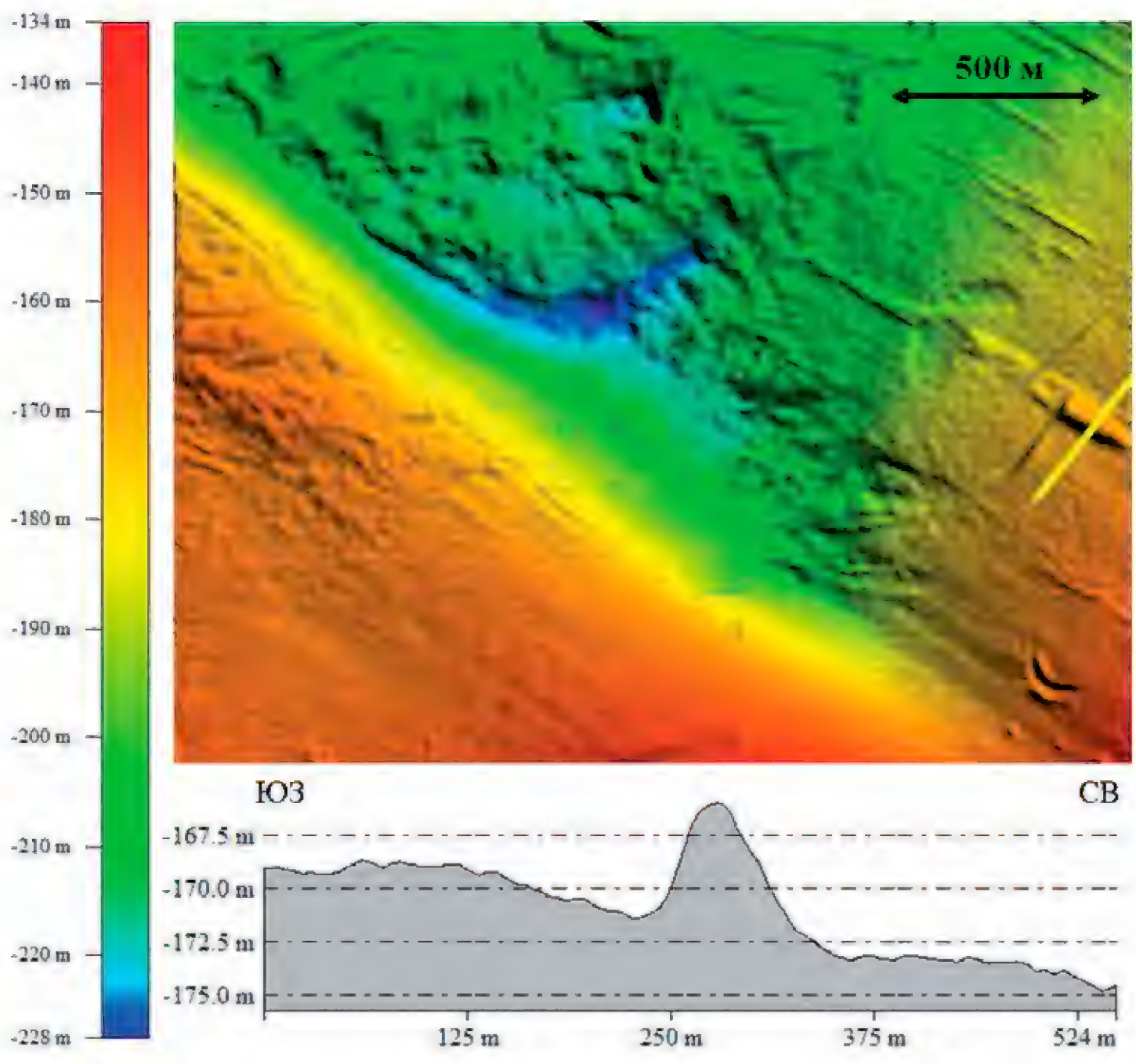


Рис. 3. Друмлины на поверхности Северо-Восточной возвышенности

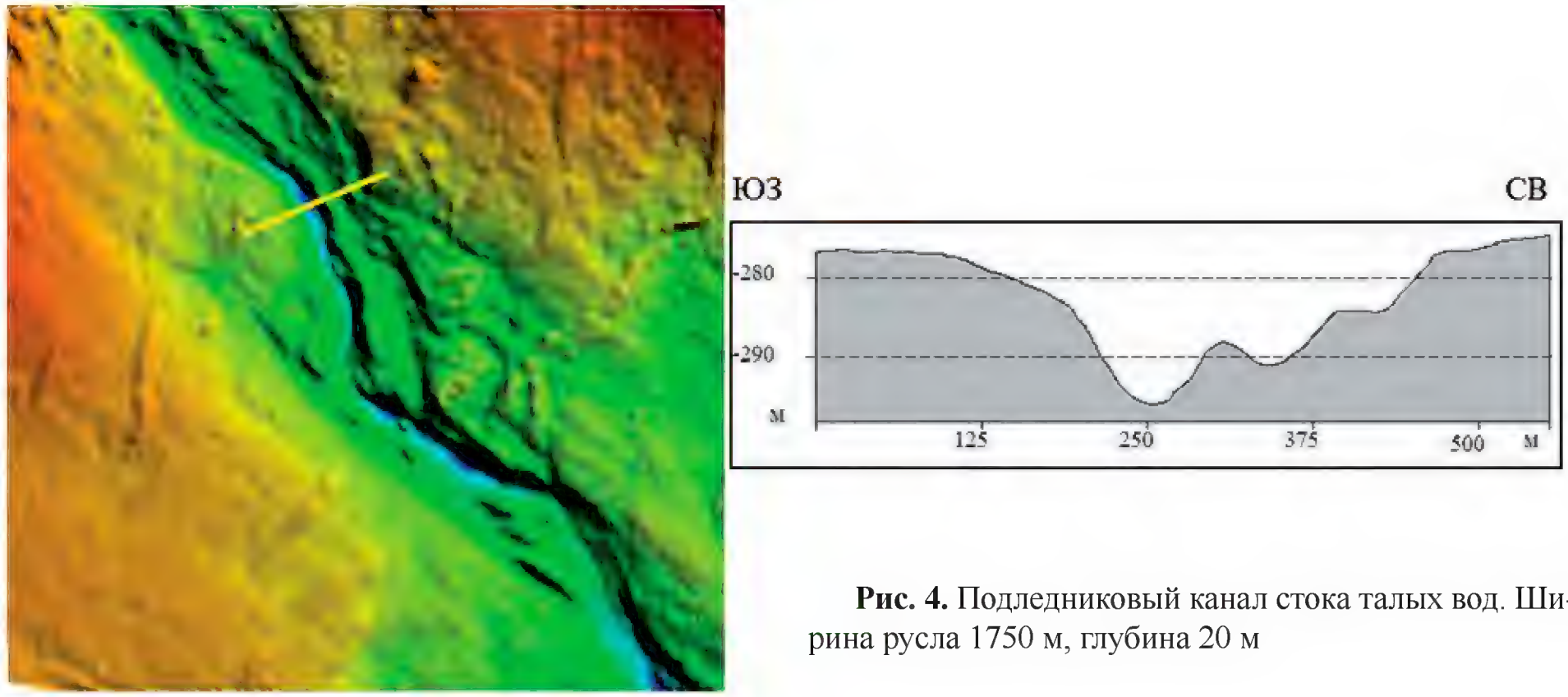


Рис. 4. Подледниковый канал стока талых вод. Ширина русла 1750 м, глубина 20 м

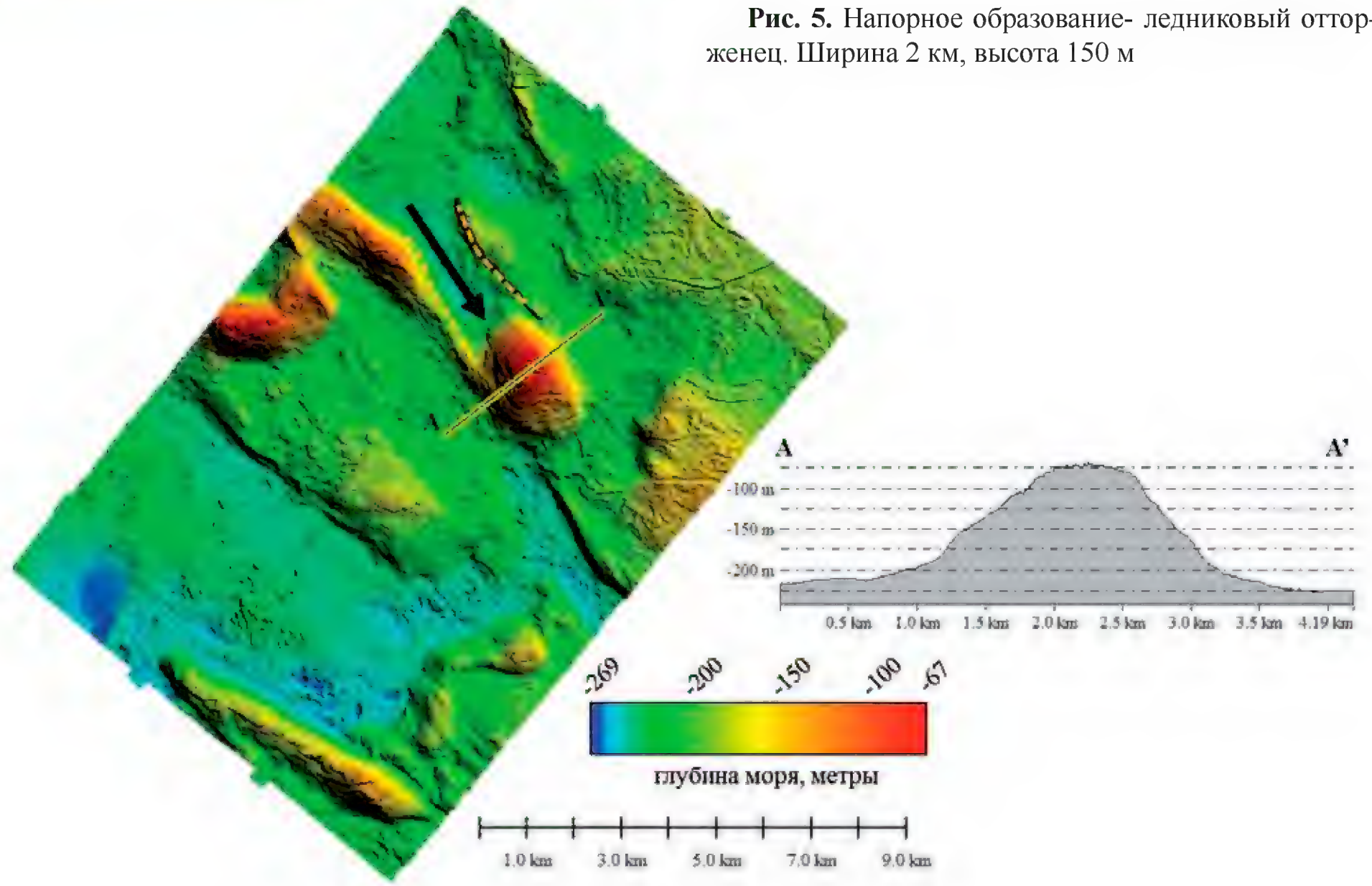


Рис. 5. Напорное образование- ледниковый отторженец. Ширина 2 км, высота 150 м

теризованы в Atlas of Submarine Glacial Landform: Modern, Quaternary and Ancient [Atlas of Submarine Glacial Landform, 2016]. В изученной нами области (рис. 2) они распространены в западной и центральной частях плато (вблизи отторженца) и имеют СЗ-ЮВ ориентировку.

Наиболее характерной особенностью флютинг-морены является линейно-вытянутые параллельные гряды и ложбины, вытянутые в направлении движения ледника. В пределах изученного участка длина гряд достигает 2–3 км, высота до 5 м, ширина около 100–200 м.

В 20 км к ЮЗ от участка, где был обнаружен отторженец, прослеживается серия конечных стадиальных морен (рис. 7).

Еще южнее (приблизительно в 40 км от отторженца) и далее, в пределах южной части Северо-Восточной возвышенности также были обнару-

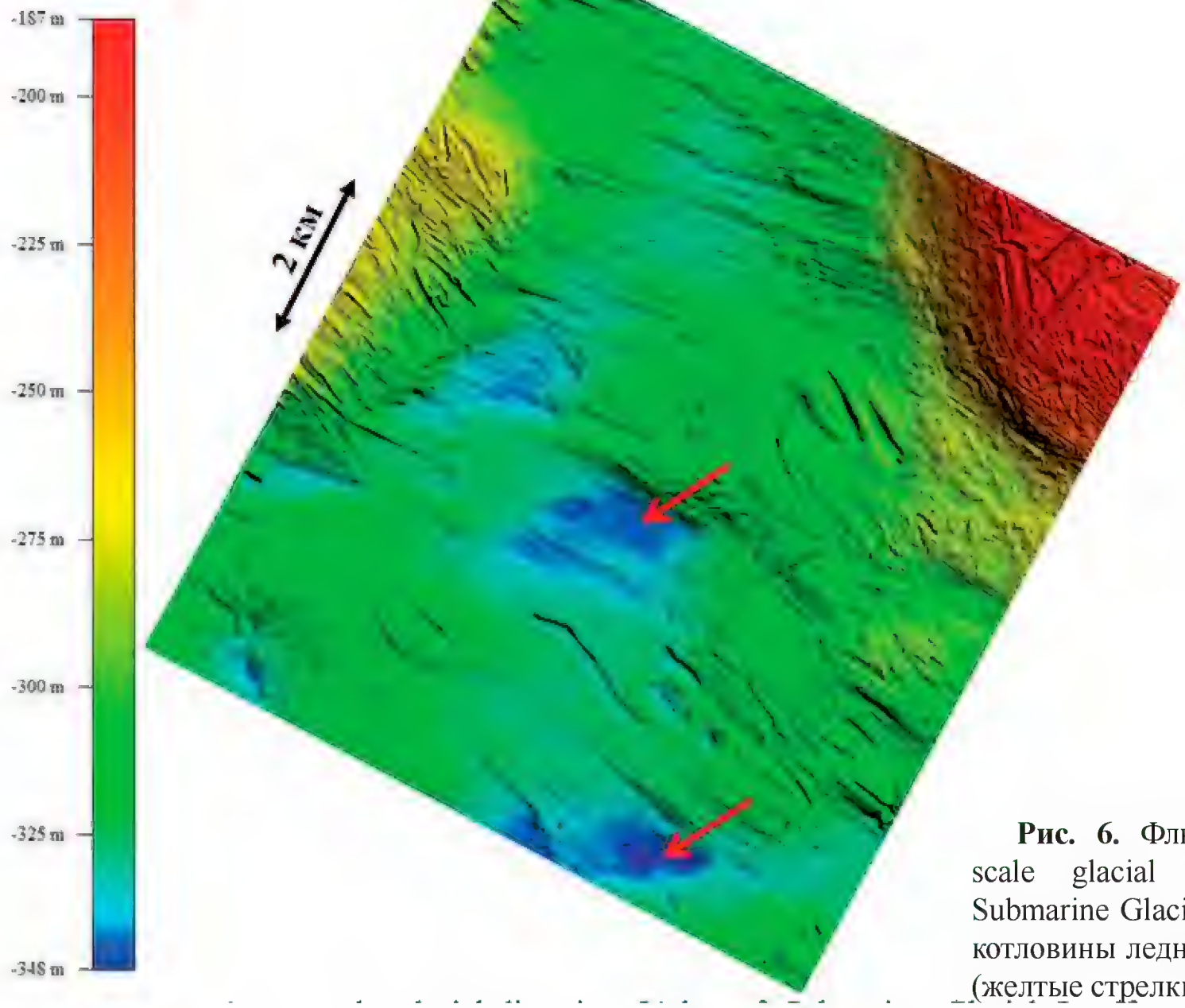


Рис. 6. Флютинг-морена (mega-scale glacial lineation [Atlas of Submarine Glacial Landform, 2016]) и котловины ледникового выпахивания (желтые стрелки)

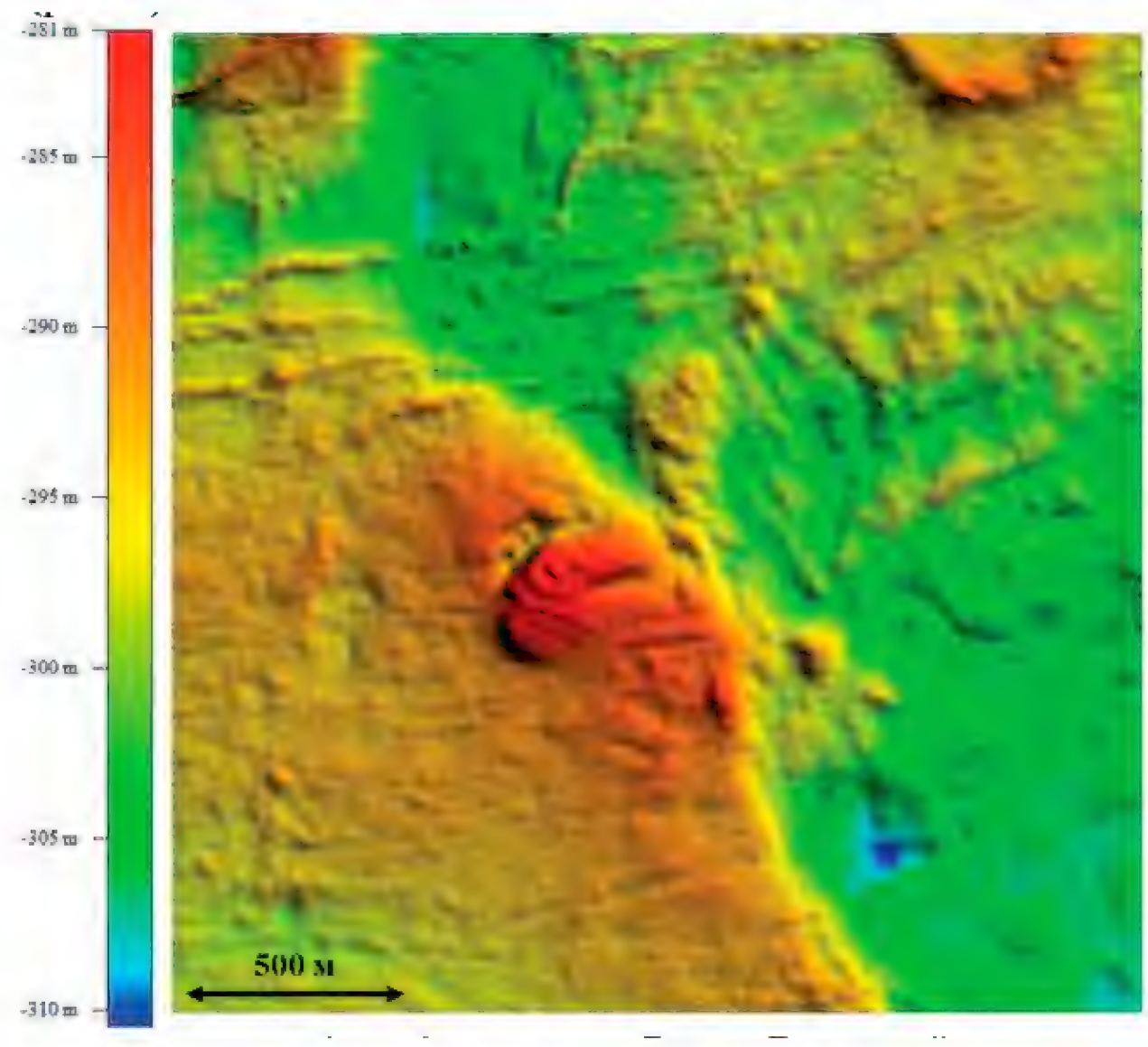


Рис. 7. Конечные стадиальные морены (слева) в пределах Северо-Восточной возвышенности

жены следы разных этапов оледенения: флютинг-морены и, впервые в российском секторе Баренцева моря, еще слабо изученные гляциотектонические структуры типа «hill-hole pairs» [Atlas of Submarine Glacial Landform, 2016], боковые море-ны, эскеры (рис. 8, 9).

Эскеры протягиваются на расстояния в не-сколько километров, но могут быть и значительно

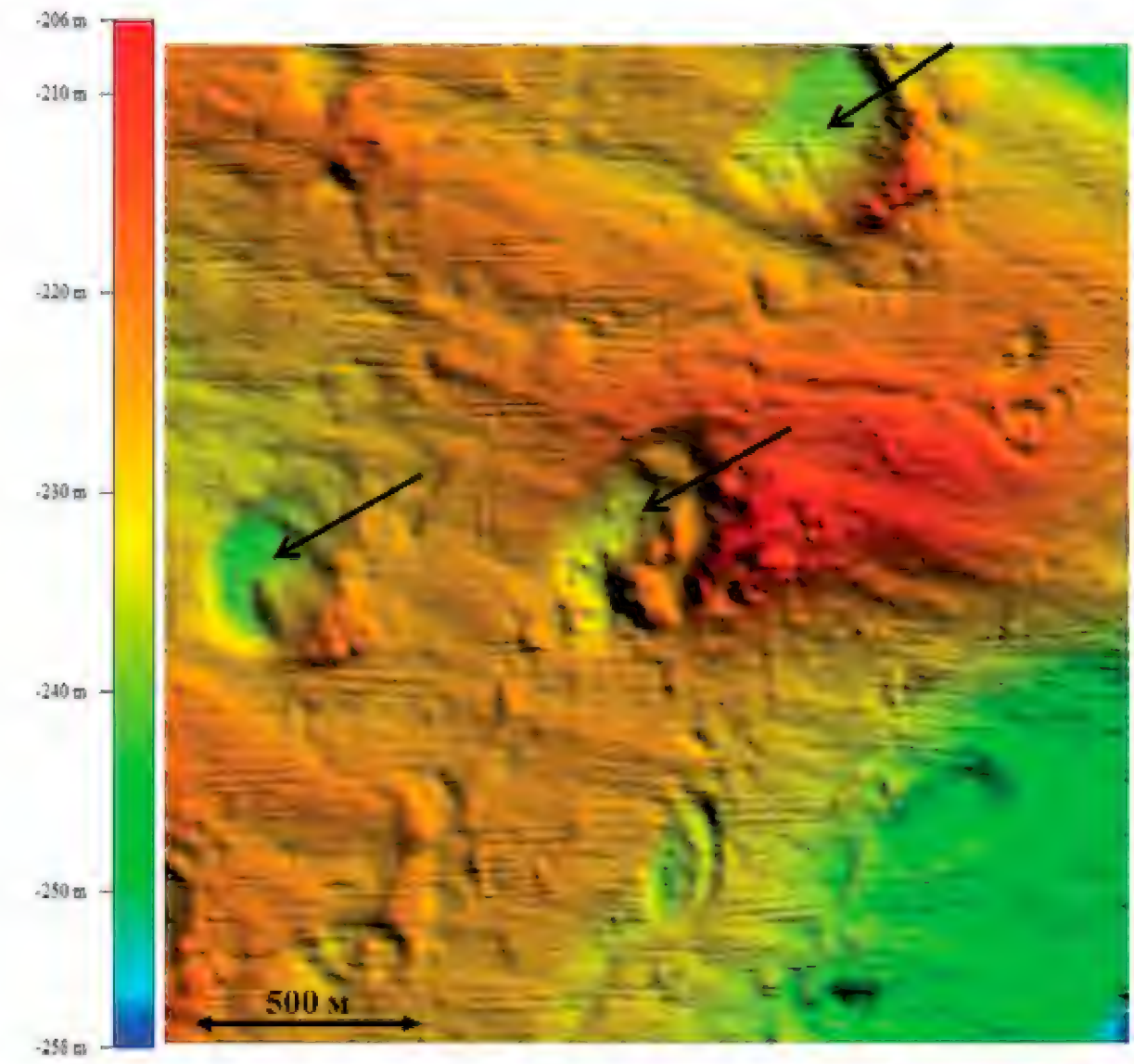


Рис.8. Структуры типа «hill-hole pairs» (парная микроформа «впадина-гребень»). Образуются предположи-тельно в условиях горизонтальных градиентов давления, необходимых для возникновения достаточных сдвигающих усилий. Глубина моря 250–300 м

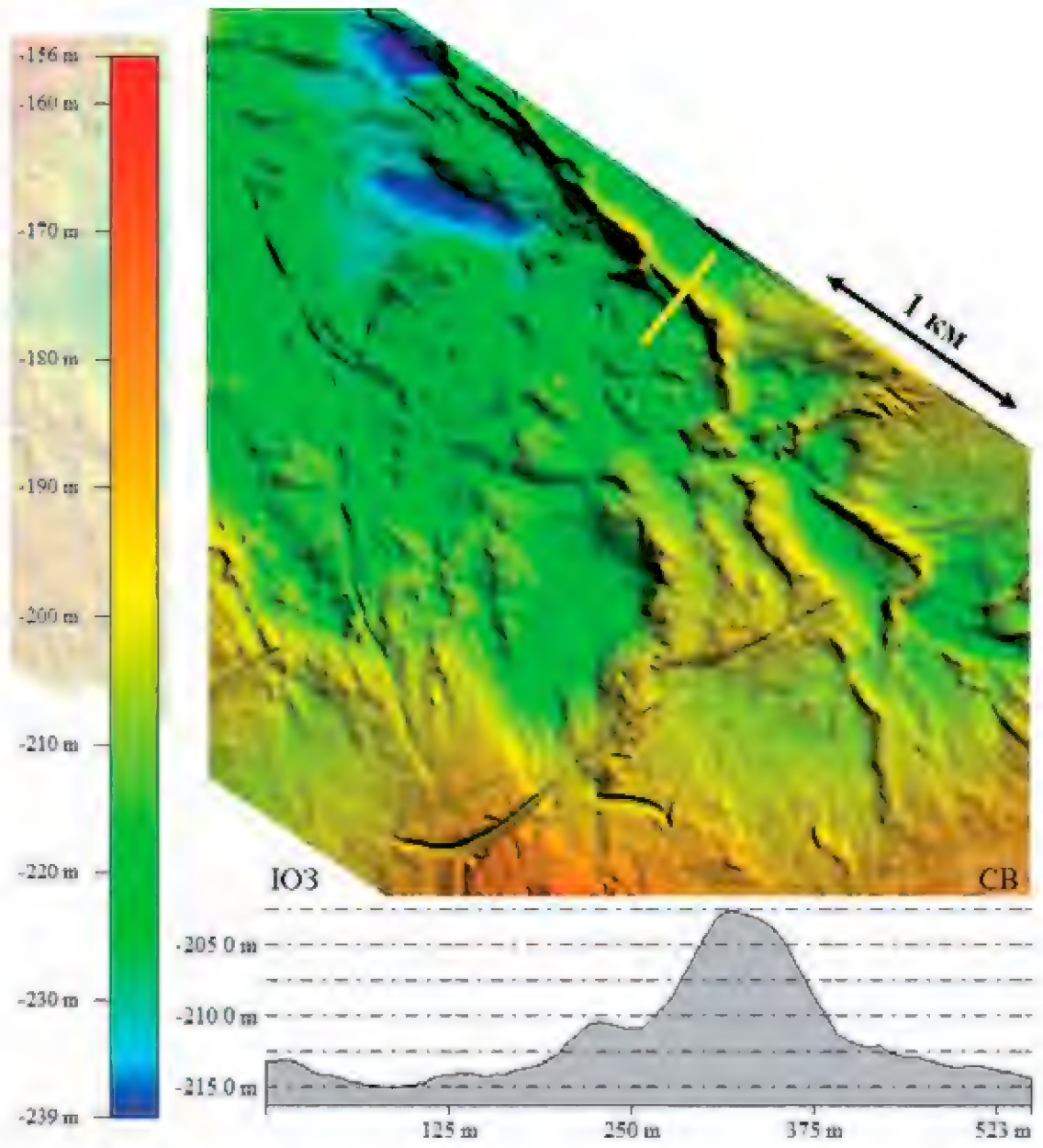


Рис. 9. Следы айсбергового вы-пахивания (нижняя часть рисунка) и крупные эскеры (желтая прямая линия-положение профиля)

короче. Их высота меняется от 2–3 до 10–12 м. В ряде мест вершинные части гряд прорезаются реликтовыми бороздами ледникового выпахивания (плугмарками).

Особый интерес, с точки зрения палеореконструкции гляциальных обстановок, представлял район сочленения впадины Альбакова и Северо-Восточного желоба - Северо-Восточная седловина (рис. 2). Имеется мнение, что в указанном районе отсутствуют геоморфологические и иные свидетельства соединения ледников Новой Земли и ЗФИ в последний ледниковый максимум [Гусев и др., 2012]. Между тем, еще в работе Г.Г. Матишова [Матишов, 1984], а позднее Ю.А. Павлидиса, И.О. Мурдмаа, Е.В. Ивановой и др. [Павлидис и др., 2001] было показано, что вся территория между архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, а также и сами архипелаги находились под единым ледниковым щитом. Новые доказательства этого вывода были получены и нами. В пределах седловины были обнаружены друмлины и подледниковый канал (рис. 10, 11).

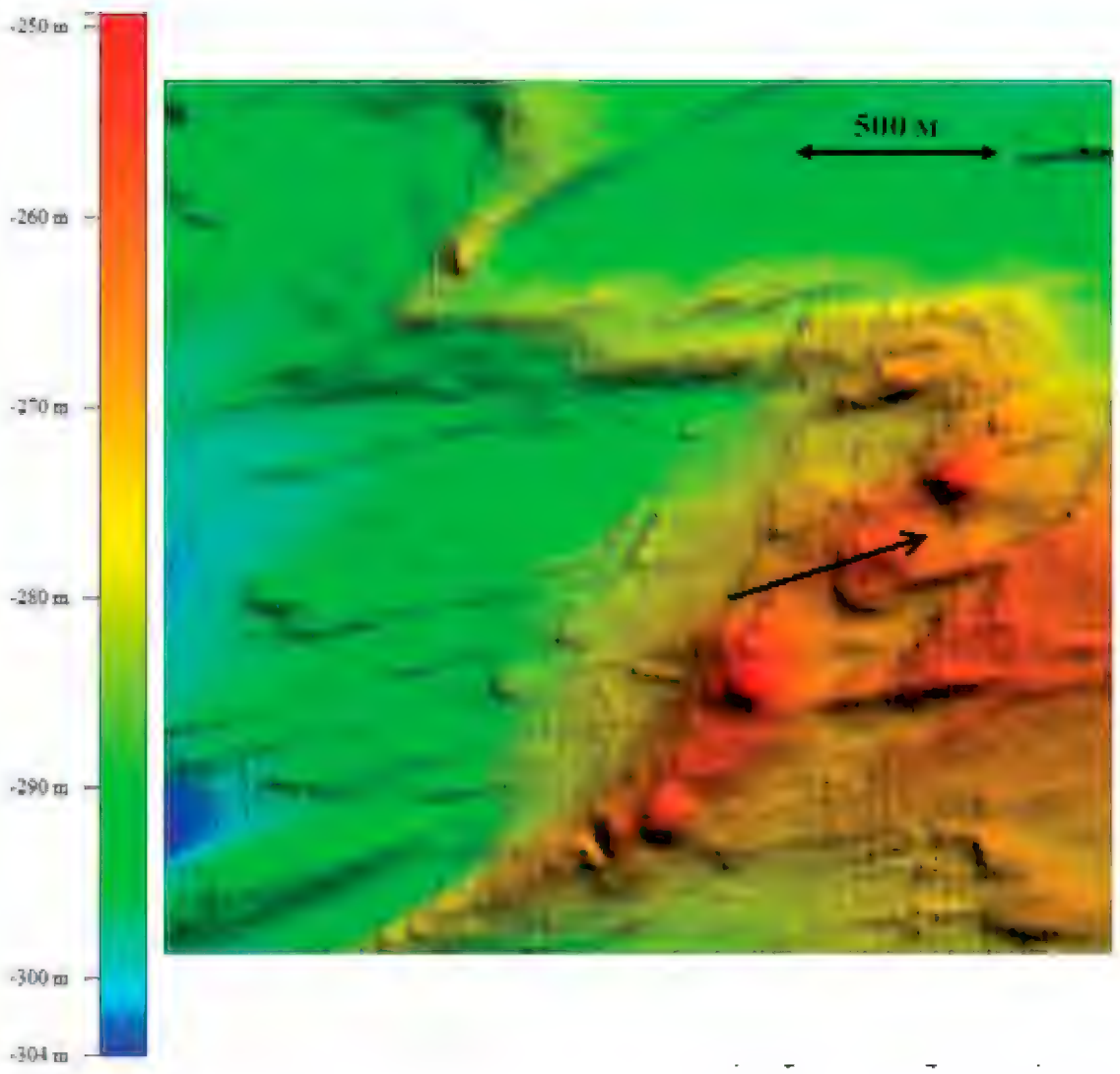


Рис. 10. Друмлины в Северо-Восточной седловине. Судя по морфологии друмлина, ледник двигался в сторону Северо-Восточного желоба (черная стрелка)

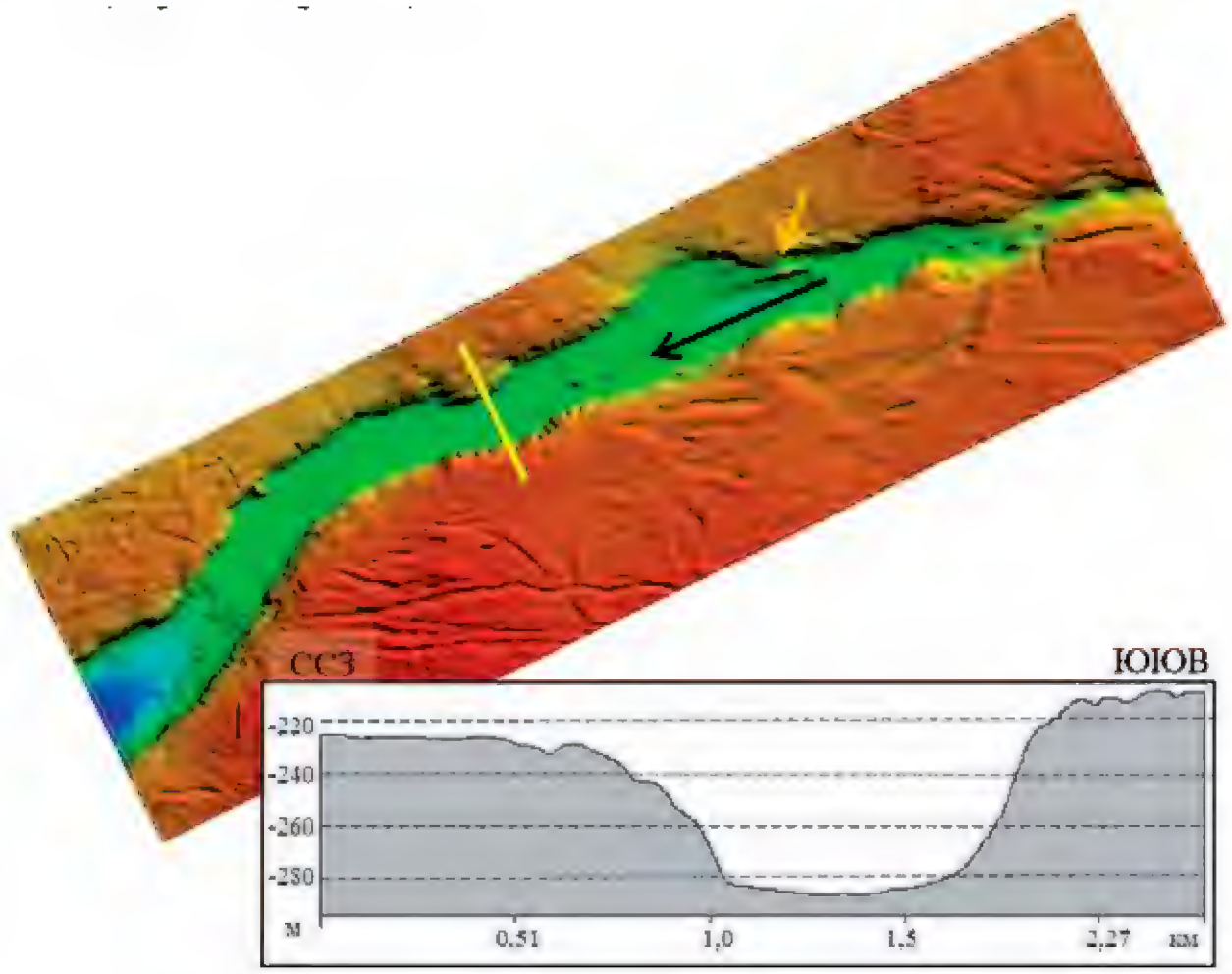


Рис. 11. Подледниковый канал и эскер (желтая стрелка). Ширина канала 1050 м, глубина 64 м. Глубина моря 282 м. Сток талых вод шел в ЮЗ направлении (черная стрелка)

Новоземельская область

Район исследований охватывал центральную часть Западно-Новоземельской возвышенности (Адмиралтейского вала) и плато Литке с прилегающими желобами. Глубина моря в пределах Западно-Новоземельской возвышенности 55–160 м. Ранее в районе исследований были описаны моренные образования, созданные новоземельским ледниковым покровом, в том числе нижне-среднеплейстоценовые, каналы водно-ледникового стока [Гусев и др., 2012].

Морены разного типа, подледниковые каналы обнаружены и в ходе наших исследований, в основном на склонах плато Литке в северной части приновоземельского шельфа, где экзарационная деятельность древних и современных айсбергов была наименьшей.

Явные следы движения ледника (флютинг-морена) практически в северном направлении на этапе роста новоземельского ледника были обнаружены в 100 км к СВ от о. Северный при глубине моря около 300 м (рис. 12).

В период дегляциации валдайского оледенения здесь формировались стадиальные морены (в 125 км от арх. Новой Земли) крупные плугмарки, распространенные вплоть до глубин 380 м и изометричные воронки в местах посадки древних айсбергов на мель (рис. 13, 14).

Наряду с реликтовыми бороздами ледникового выпахивания в интервале глубин 100-110 м наблюдаются плугмарки, образованные современными айсбергами.

В зависимости от возраста плугмаркам свойственен разный морфологический облик: современные плугмарки – «свежие» с V-образным сечением, четкими границами, с хорошо сохранившимися бортовыми валиками. «Древние», реликтовые борозды имеют U-образное сечение, сглаженные очертания, полностью или частично заполнены современными осадками. Реликтовые борозды ледового выпахивания отличаются от современных ледовых борозд также большими размерами.

В условиях интенсивной экзарационной деятельности древних и современных айсбергов многие микроформы гляциального рельефа на возвышенности не сохранились. Исключения составляют своеобразные, крупные ледниково – аккумулятивные формы, одна из которых, морфологически сходна с т. н. «иглообразными» мезоформами ранее обнаруженными норвежскими специалистами в центральной части Баренцева моря [Bjarnadottir, Andreassen, 2016].

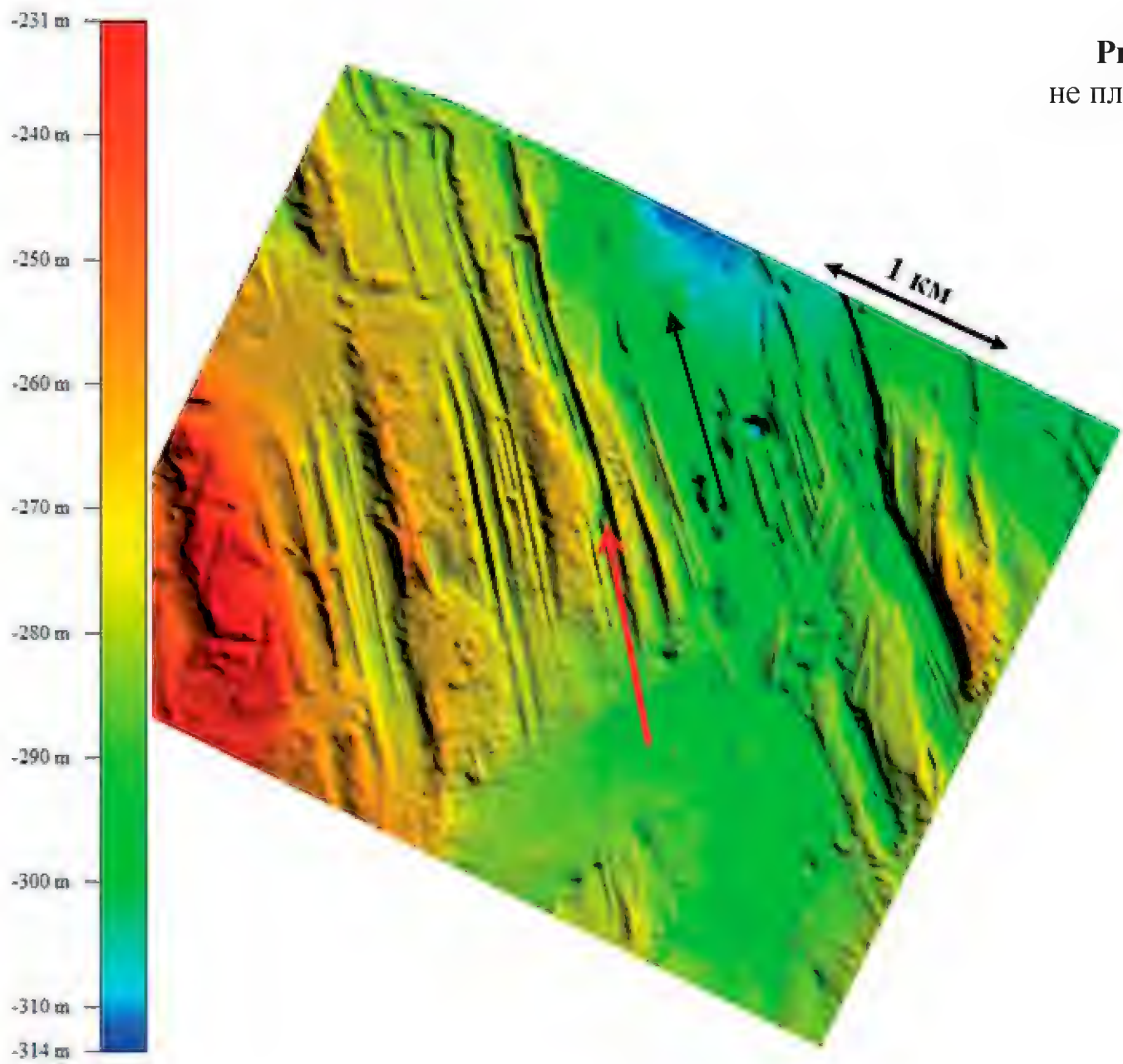


Рис. 12. Флютинг-морена на склоне плато Литке

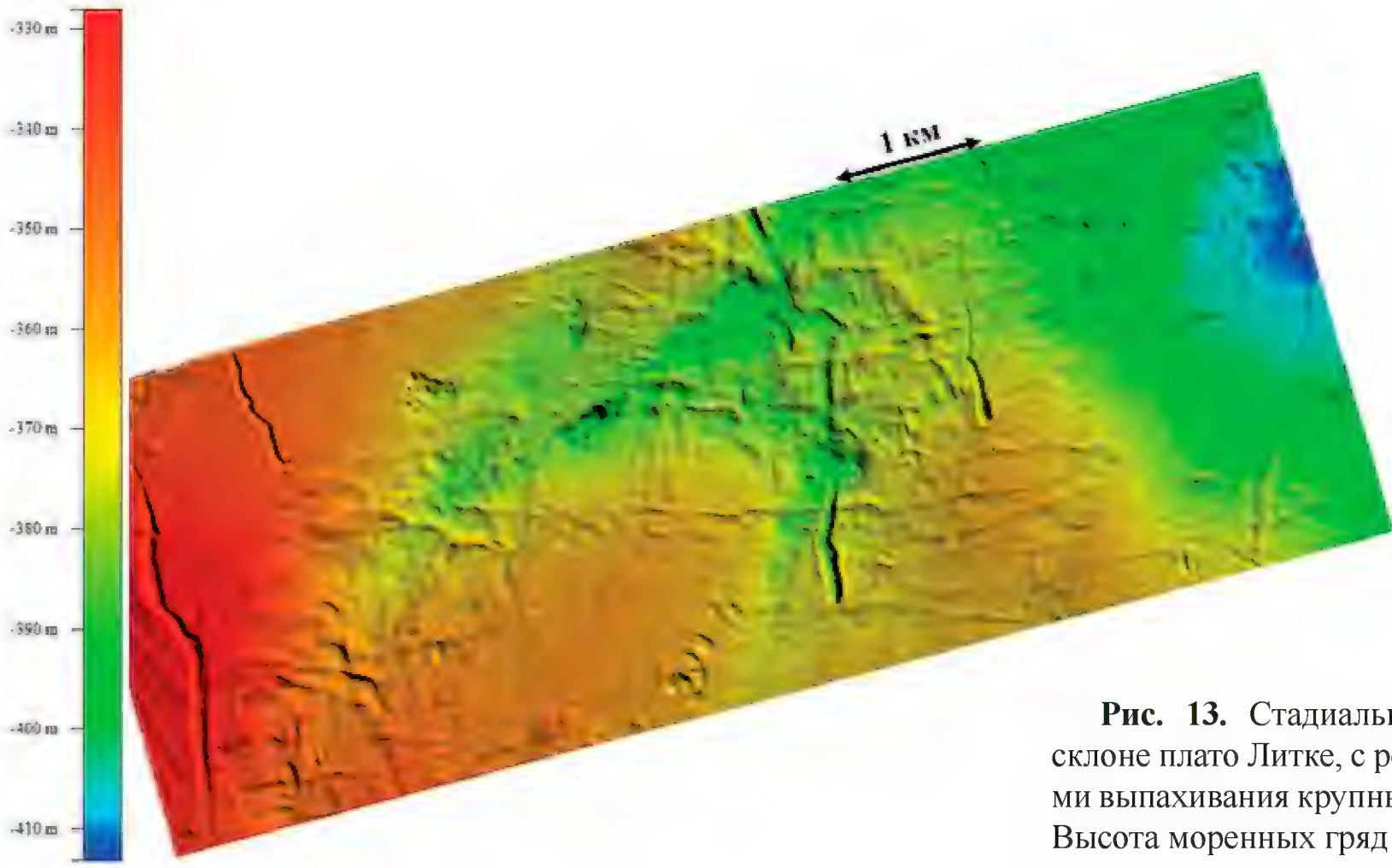


Рис. 13. Стадиальные морены на склоне плато Литке, с редкими бороздами выпахивания крупными айсбергами. Высота моренных гряд 4–5 м

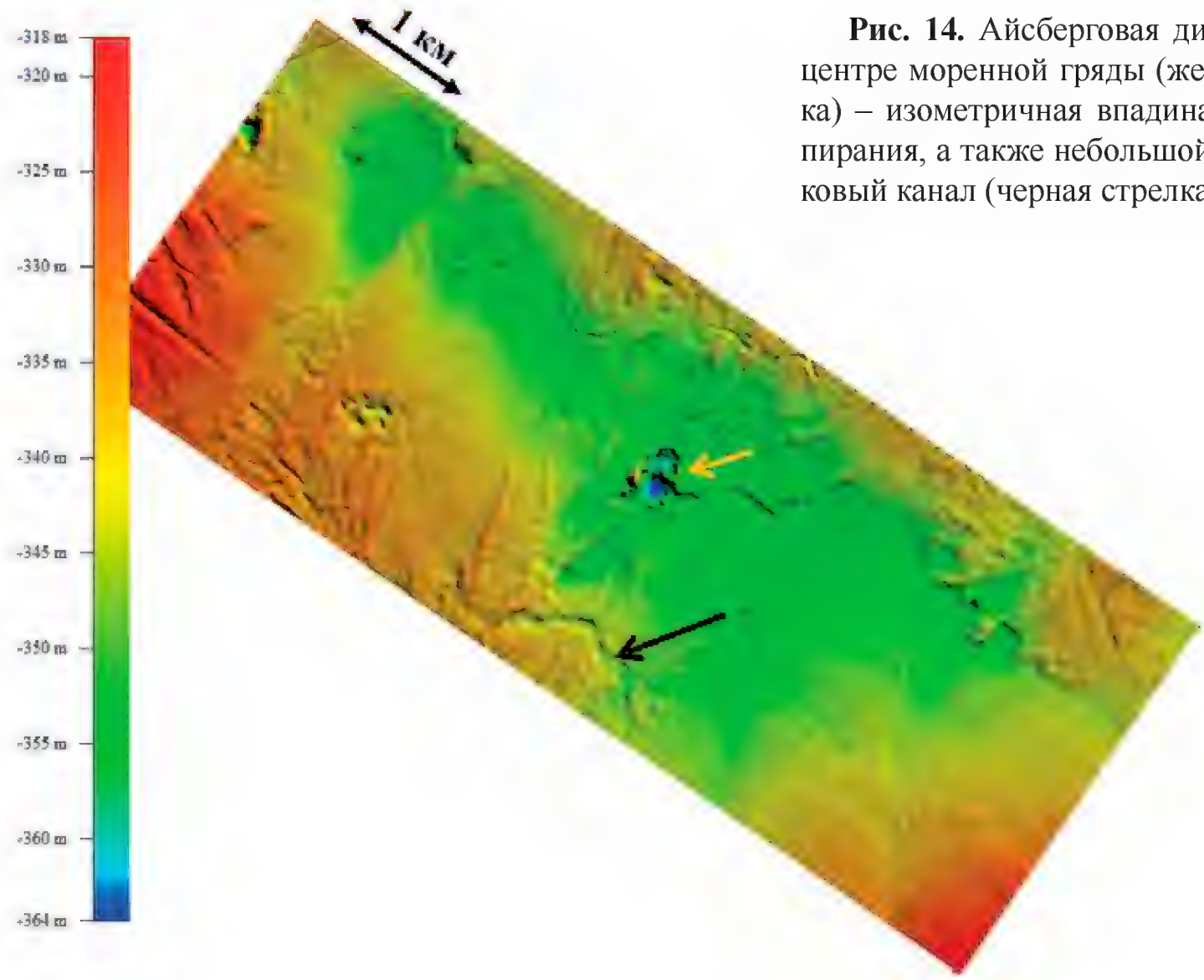


Рис. 14. Айсберговая дислокация в центре моренной гряды (желтая стрелка) – изометричная впадина и вал выпирания, а также небольшой подледниковый канал (черная стрелка)

Гряды с плоской поверхностью протягиваются на одной из изученных площадок на расстояние около 20 км и имеют асимметричную форму (юго-западный склон пологий, северо-восточный более крутой). Ширина гряд может составлять 1,0–1,5 км, высота – до 20 м (рис. 15).

Центральная низменная область

Большую часть области в морфоструктурном отношении занимают Южно-Баренцевоморская и Северо-Баренцевоморская впадины, разделенные Лудловской седловиной. Согласно палеогеографической схеме баренцевоморского региона пе-

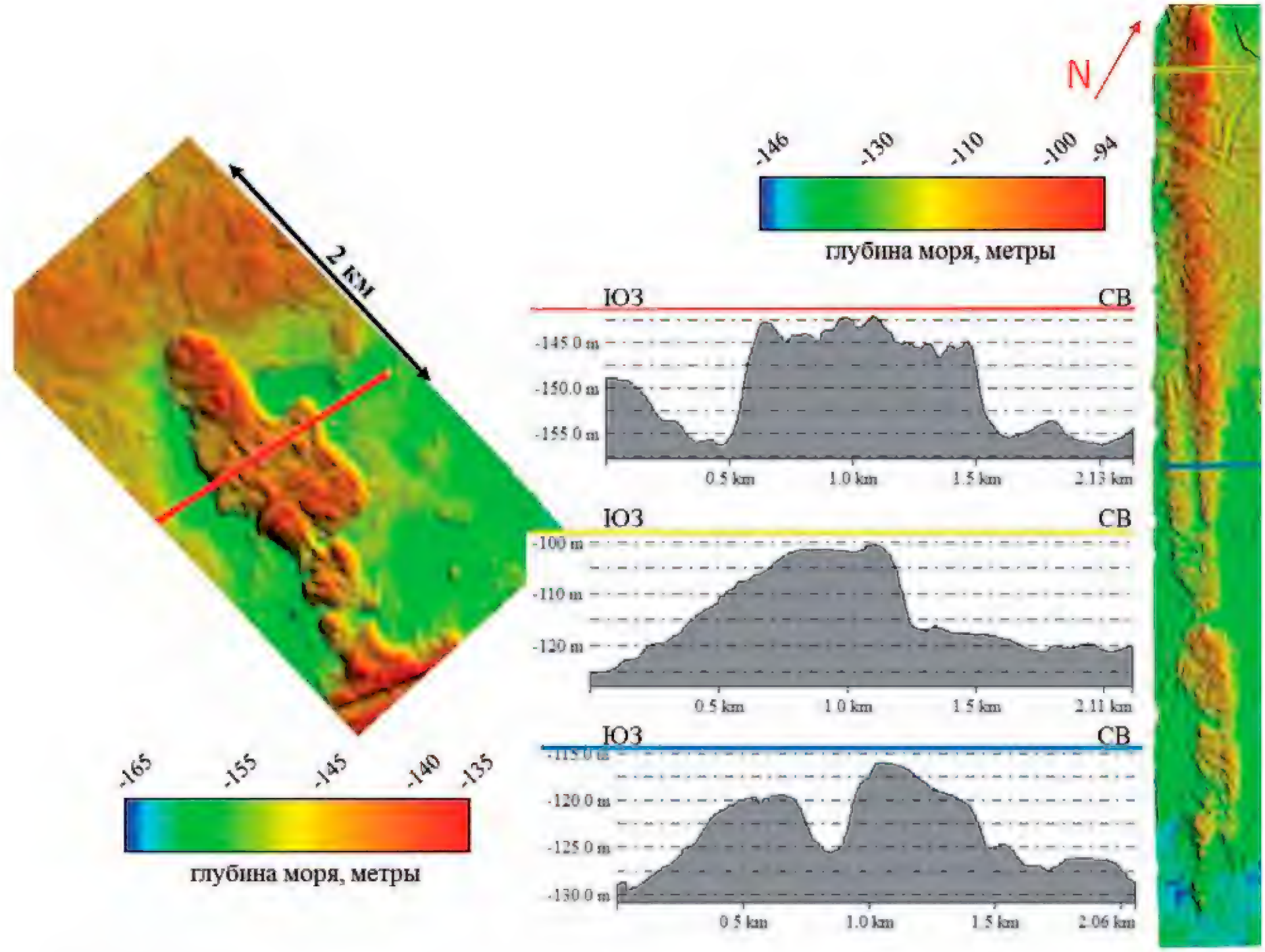


Рис. 15. Гляциогенные формы неясной природы и их профили на поверхности Западно-Новоземельской возвышенности

риода максимума поздневалдайского оледенения Северо-Баренцевоморская впадины, Лудловская седловина и другие участки шельфа вплоть до 73° с.ш. были покрыты шельфовым ледником, южнее на поверхности моря были развиты многолетние льды с айсбергами [Павлидис и др., 2005].

Наши исследования позволяют внести существенные изменения в указанную схему. Новыми фактами являются обнаруженные обширные поля флютинг-морены в Северо- Баренцевоморской впадине и на дне Лудловской седловины (75–74° с.ш.), морфологические особенности которой свидетельствуют о движении ледника в северном направлении (рис. 16).

В границах детально изученной Штокмановской структуры (Южно-Баренцевоморская впадина), покрытой в эпоху последнего оледенения, согласно схеме [Павлидис и др., 2005], многолетним льдом, каких-либо признаков присутствия здесь в прошлом шельфового ледника, и тем более покровного оледенения, не обнаружено.

Дно впадины несет на себе признаки интенсивной экзарационной деятельности древних айсбергов, а также газопроявлений, свидетельством чему являются покмарки [Миронюк, 2015] (рис. 17). Указанные процессы, возможно, радикально изменили первоначальный (гляциальный) рельеф.

Выявлены многочисленные прямолинейные, спиралеобразные, зигзагообразные, дугообразные, пересекающиеся друг с другом (разновозрастные), строго параллельные (образованные «многокилевыми» ледовыми образованиями) борозды. В ряде мест наблюдаются глубокие следы (изометричные впадины) айсбергов, севших на мель. Имеются борозды с V-образным сечением и участки, на которых развиты борозды с поперечным сечением U-образной формы. Образование последних возможно связано с воздействием на донные осадки килей столообразных айсбергов. Борозды выпахивания встречаются практически на всем протяжении трассы и на площади ШГКМ вплоть до глубин

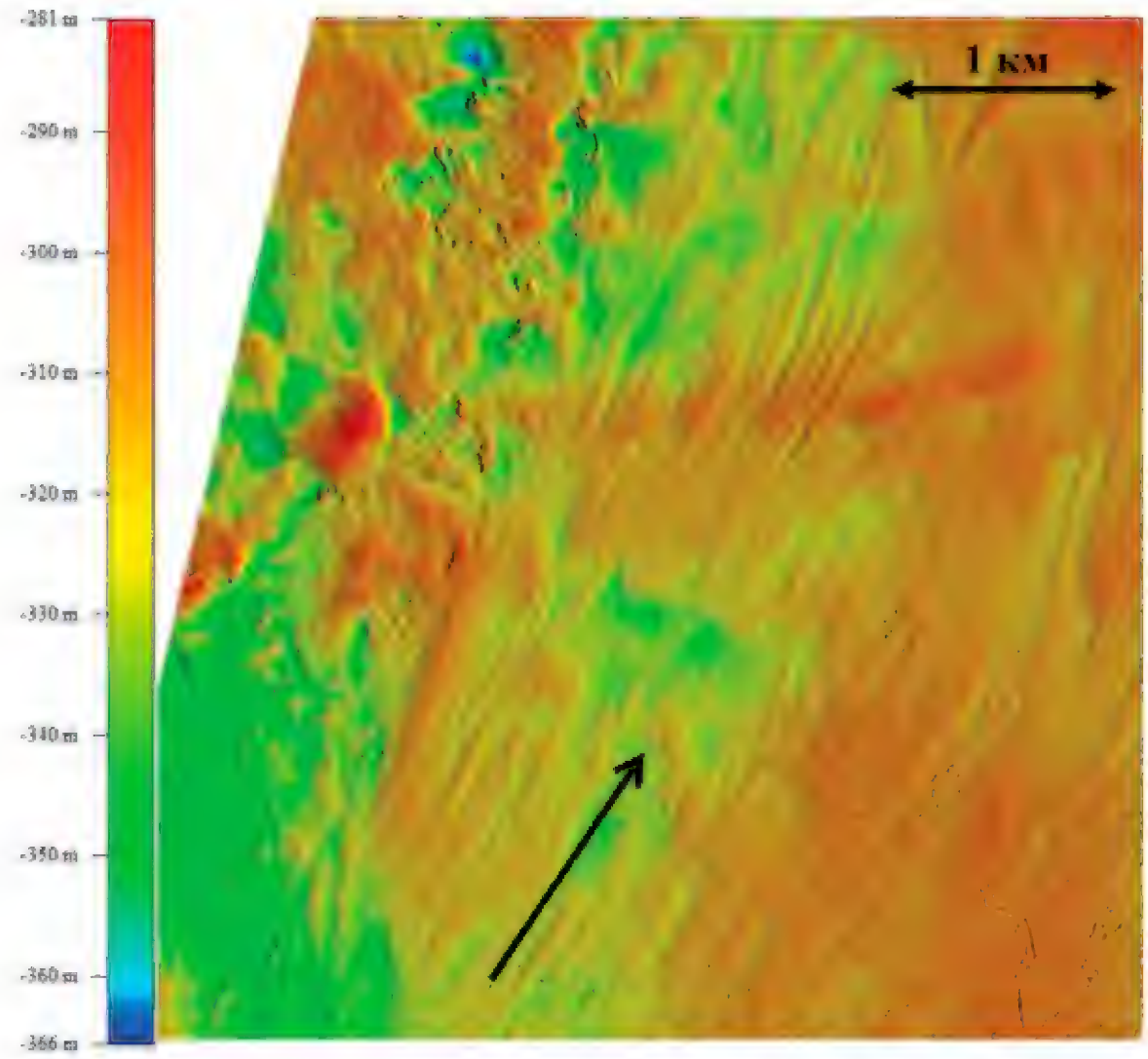


Рис. 16. Флютинг-морена в Северо-Баренцевоморской впадине

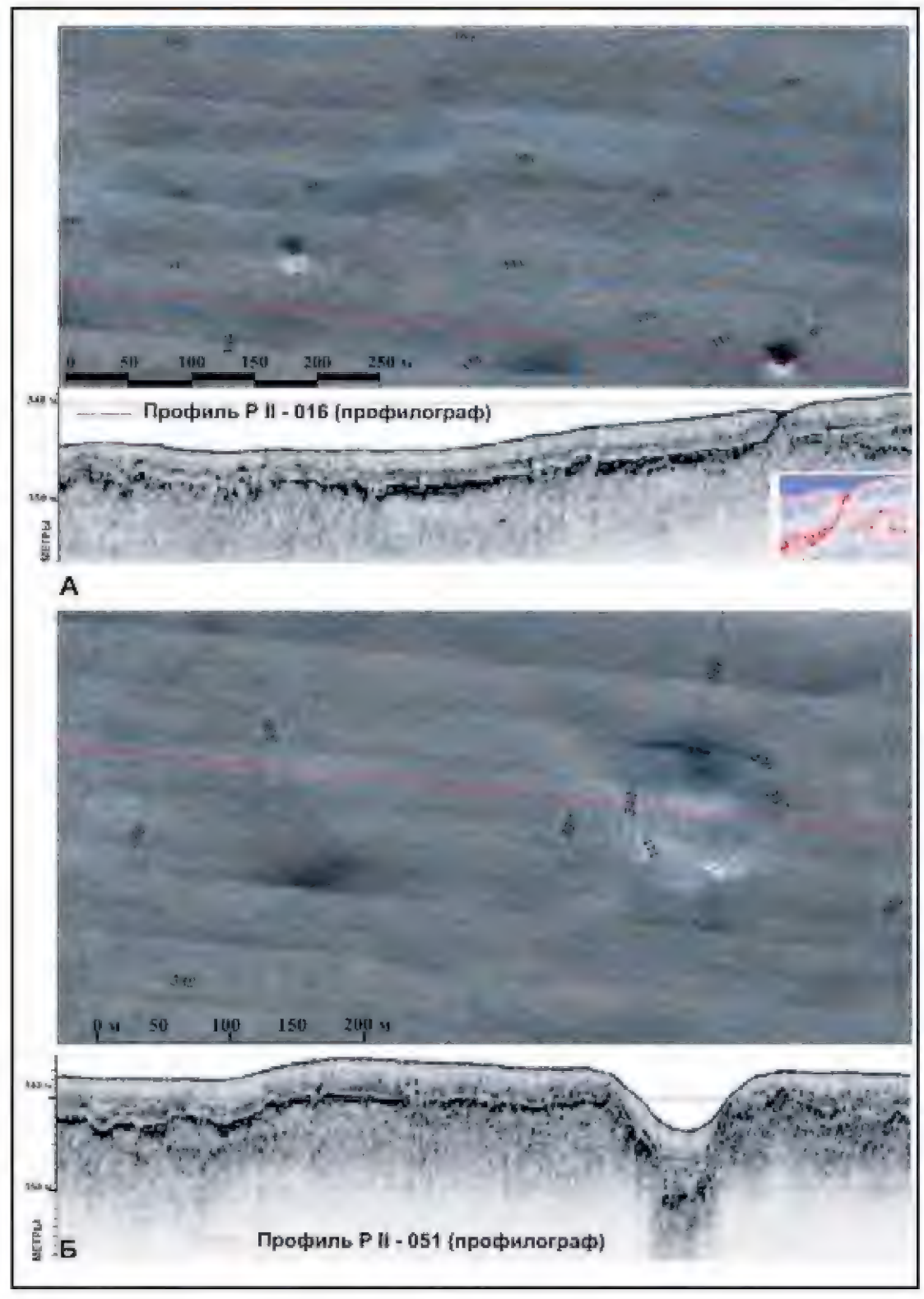


Рис.17. Округлые покмарки в центральной части Южно-Баренцевской впадины (площадь ШГКМ)

340–360 м, однако распространение их крайне неравномерно. Наиболее крупные плугмарки сосредоточены в пределах Центральной впадины на широте около 73°. Как правило, они имеют U-образную форму и имеют следующие морфометрические характеристики: длина 3,5–6 км, ширина 30–300 м, глубина 1–16 м. Генеральное направление дрейфа древних айсбергов, создавших эти микроформы, судя по ориентировке борозд, ЮЗ-СВ.

Покмарки в придонной части осадочного разреза - характерная микроформа рельефа Баренцева и других морей арктической зоны (рис. 17). Расположение их, часто хаотичное, но иногда прямолинейное, в виде цепочек (в случае, когда потоки флюидов контролируют разрывные нарушения, ледниковые борозды выпахивания). Приуроченность покмарок именно к плугмаркам, вероятно, объясняется разрушением в трансгрессивную эпоху килями древних айсбергов флюидоупоров (мерзлых или охлажденных пород, препятствующих эмиссии газа вверх по разрезу), что приводило к выбросу газа из донных отложений и локализации воронок в бороздах.

Четкие следы экзарационной деятельности покровных ледников (гляциотектонические структуры типа «hill-hole pairs») в пределах Южно-Баренцевской впадины вновь проявляются в южной части Баренцева моря (72° с.ш.), приблизительно в 375 км к ЮВ от Штокмановской структуры. Они были обнаружены в ходе 18-ого рейса в рамках Международной программы ЮНЕСКО/МОК «Плавучий университет» (2011 г.).

Центральная возвышенная область

Здесь, на границе с Южно-Медвежинской котловиной, наиболее интересным объектом, свидетельствующим, что эта часть Баренцева моря также покрывалась ледником, является подледниковый канал стока талых вод. Он был обнаружен в пределах описываемой области в процессе батиметрической съемки МЛЭ в ходе упомянутого ранее 18-ого рейса «Плавучего университета» сотрудниками и студентами МГУ им. М. В. Ломоносова [Лаудина, 2012] (рис. 18). Протяженность долины 35 км, глубина вреза 25–35 м.

Помимо рассмотренных выше флювиогляциальных форм рельефа в описываемой области широко распространены реликтовые борозды ледникового выпахивания (плугмарки). Средняя ширина плугмарок 50–60 м, а глубина – 5–6 метров. Форма поперечного сечения - U – образная. Общее направление – с ЮВ на СЗ. Распространены также покмарки, в том числе приуроченные к плугмаркам.

Юго-Западная область

В позднем неоплейстоцене Юго-Западная область практически полностью была покрыта покровными и шельфовыми ледниками Фенноскандии. Характерной чертой гляциальной геоморфологии рассматриваемой области является наличие гляциально-аккумулятивных форм рельефа – конечно-моренных накоплений [Матишов, 1984].

Изыскания вдоль трассы трубопровода ШГКМ – Териберка подтвердили наличие на дне Юго-Западной области морен. Выявлены четыре моренные гряды на глубинах 137–162 м (рис. 19). Кроме гляциально-аккумулятивных образований, обнаружена структура типа «hill-hole pairs». Эта структура представляет собой впадину и сопряженное с ней подковообразное поднятие. Относительное превышение вершины поднятия над дном впадины по трассе трубопровода составляет 10 м, а уклоны дна достигают 19°. На южном борту

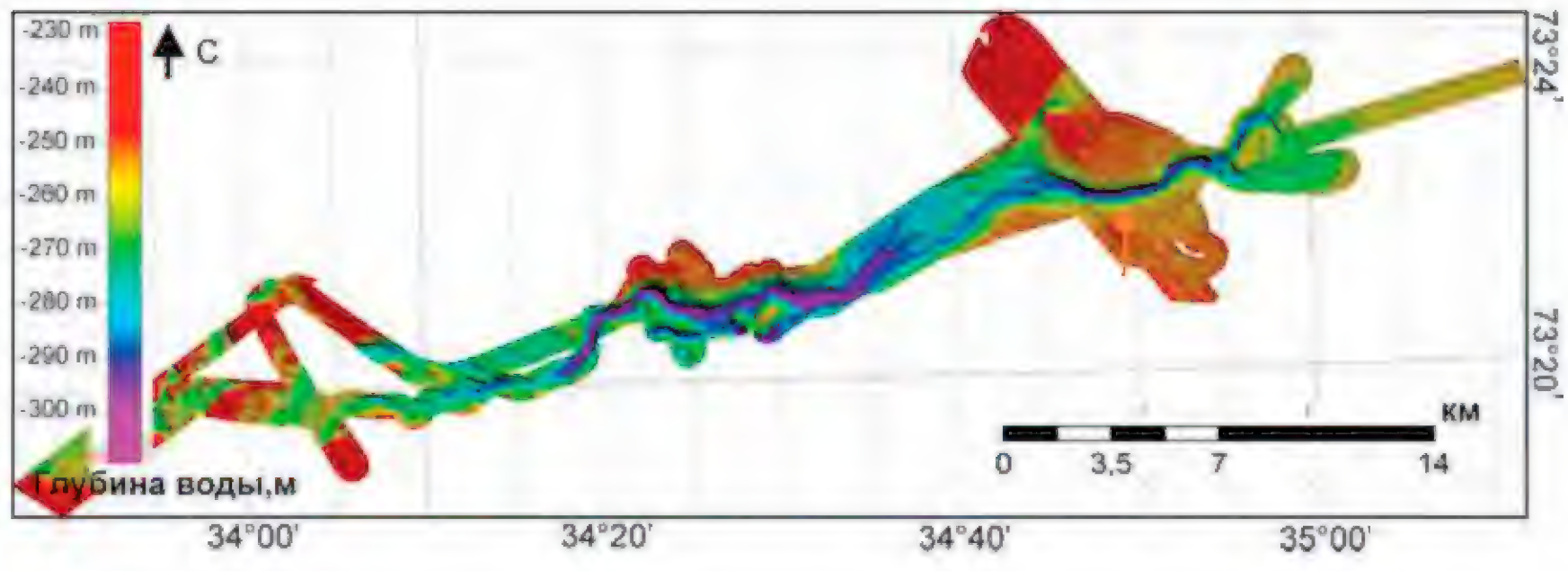


Рис. 18. Подледниковый канал стока талых вод в пределах Центральной возвышенной области

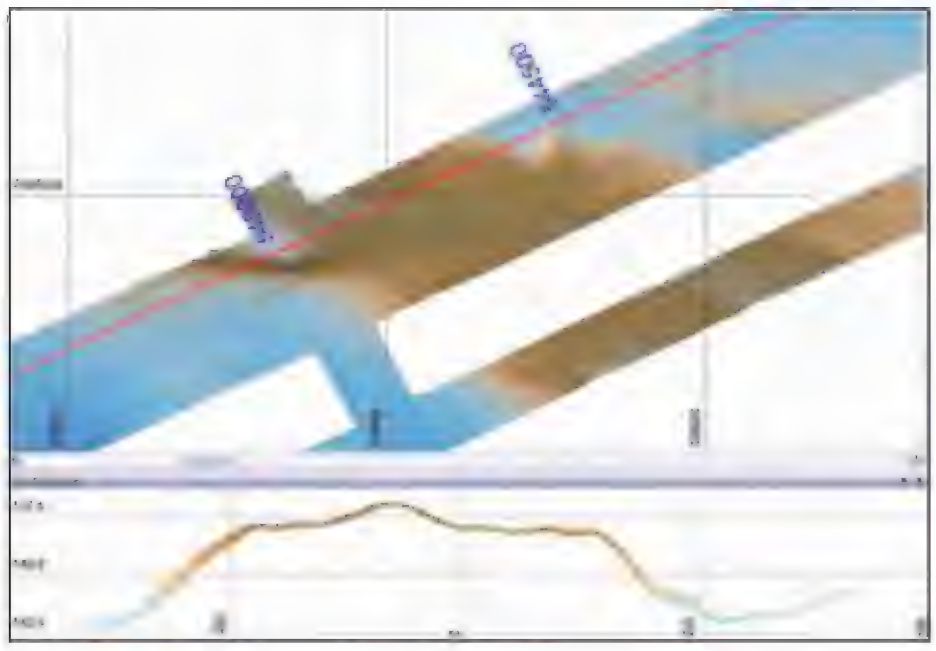


Рис. 19. Моренная гряда и ее профиль в пределах Кольского желоба

впадины превышение составляет 6 м, а уклоны не превосходят 11°.

Карское море. Восточно-Новоземельский желоб

В пределах Карского моря проходит граница гляциального и перигляциального шельфа Арктики. Большая часть шельфа Карского моря в валдайскую эпоху представляла собой сушу.

Имеется несколько точек зрения на масштабы оледенения рассматриваемого моря. Новейшие исследования показывают, что последнее оледенение на шельфе Карского моря носило сравнительно ограниченный характер [Левитан и др., 2007]. Край ледникового щита располагался вдоль восточной границы Восточно-Новоземельского желоба. Его опоясывал небольшой новоземельский шельфовый ледник мощностью примерно 220 м и относительно узкая полоса многолетних льдов с айсбергами [Павлидис и др., 2005]. Средние отметки распространения морен в западной части моря на приновоземельском борту желоба, составляют 250–260 м, 140–150 м и 80–100 м ниже уровня моря. Наиболее четкими следами гляциального рельефа на дне Карского моря являются обнаруженные нами на восточном склоне Восточно-Новоземельского желоба фрагменты флютинг-морены на глубинах моря 265–275 м с площадями понижений, возникших, предположительно, на участках таяния «мертвого» льда». Их глубина составляет 10–15 м (рис. 20).

ВЫВОДЫ

Морфоскульптурный анализ рельефа дна Баренцева и Карского морей позволил во многом уточнить природную обстановку в позднем валдае-голоцене в баренцево-карском регионе. Площадная съемка рельефа с помощью МЛЭ дала возможность детализировать границы последнего оледенения, выявить новые, ранее неизвестные в российском секторе Баренцева и Карского морей

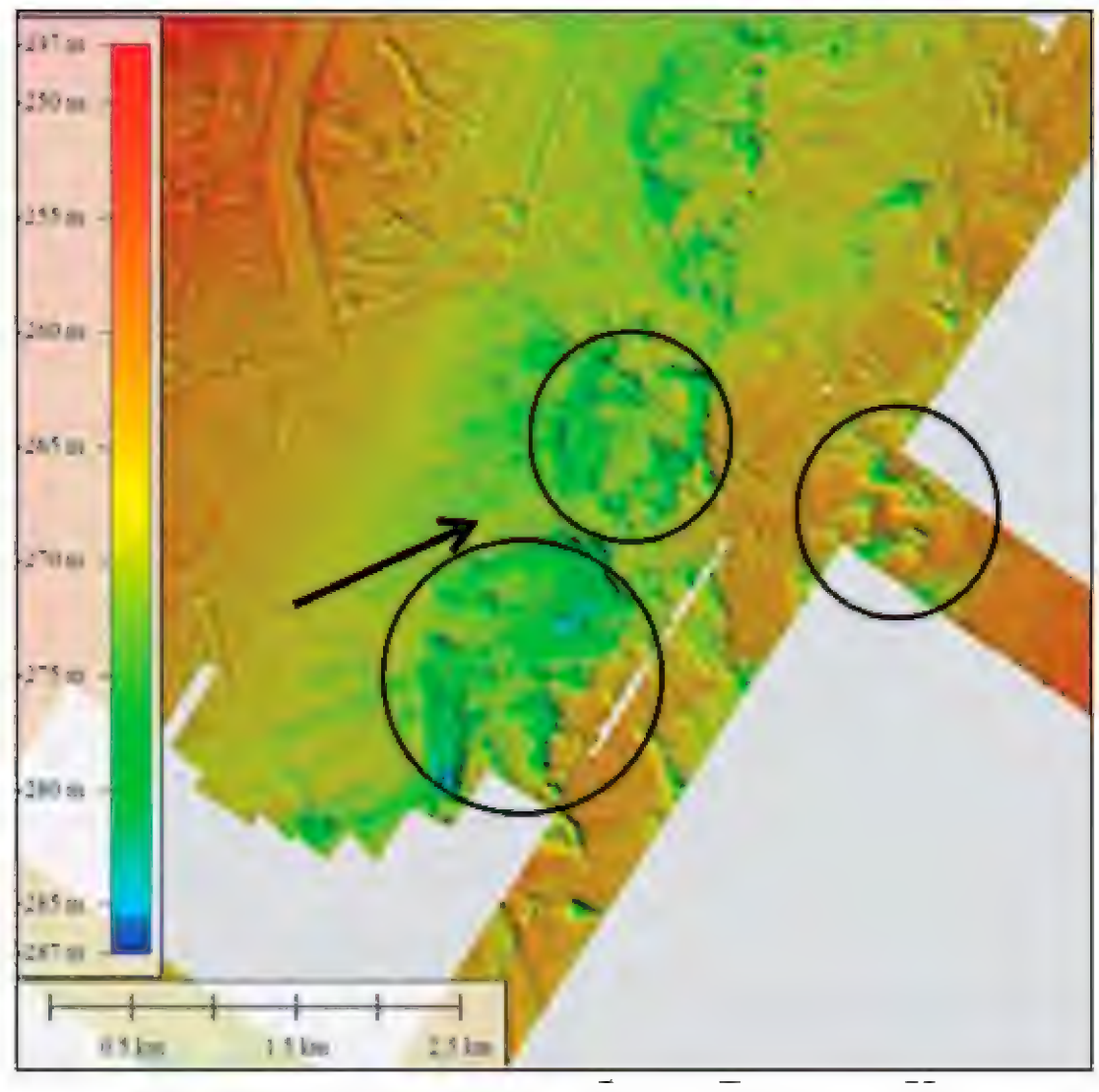


Рис. 20. Фрагменты флютинг-морены на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба (черные круги – участки дна с отрицательными формами рельефе, предположительно возникших в местах таяния «мертвого льда». Черная стрелка – направление движения ледника

гляциотектонические и иные микро- и мезоформы формы морского дна. Вся совокупность геологических и геоморфологических данных полученных в ходе исследований, подтверждает ранее обоснованную модель о практически сплошном оледенении шельфа Баренцева моря в поздневалдайское время.

Литература

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука. 1974. 318 с.

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.

Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С. Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2005. № 1. С. 38–44.

Гросвальд М.Г. Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогеновая история ее ледниковых покровов // Гляциол. исслед. № 9. Результаты исслед. по прогр. МГГ. М., Изд-во АН СССР. 1963. С. 119–144.

Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцева-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000) // Отечественная геология. 2012. №2. С. 84–89.

Дибнер В.Д. Морфоструктуры шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 221 с.

Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М., Мартынов В.Т., Шургаева Н.Л. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Т. 143. М., Недра, 1965. С. 341–345.

Дибнер В.Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа – прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене // Проблемы полярной географии. Труды ААНИИ. Том 285. Л.: Гидрометеоиздат. 1968. С. 118–122.

Доречкина Д.Е., Рекант П.В., Коршунов Д.А., Портнов А.Д. Характер распределения позднечетвертичных ледниково-морских отложений в северной части Приновоземельского шельфа // Записки Горного института. 2012. Том 195. С. 33–36.

Застрожнов А.С., Шкатова В.К., Астахов В.И., Пестова Л.Е., Чуйко М.А., Гусев Е.А. Новая карта четвертичных отложений России масштаба 1:2 500 000, 2016 г. // Материалы Всероссийской научной конференции посвященной памяти профессора А.А. Величко. 2016. «Пути эволюционной географии», Москва, 23–25 ноября 2016. С. 97–100.

Иванова Е.В., Мурдмаа И.О. Влияние атлантических вод на дегляциацию баренцевоморского шельфа 18–13 тыс. лет назад // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина (Москва, 2–3 февраля 2017 г.) / под ред. Т.А. Яниной, Т.С. Клювиткиной. – М.: Географический факультет МГУ, 2017. С. 58–61.

Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

Лаврушин Ю.А. Вопросы стратиграфии и палеогеографии Шпицбергена в позднем плейстоцене // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеоиздат. Ленинград. 1970. С. 53–56.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений.М.: Наука. 1976. 245 с.

Лаудина А.А. Строение и происхождение подводной долины, исследованной в 18 рейсе программы «Плавучий Университет» (Баренцево море) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2012». [Электронный ресурс]. М.: МАКС Пресс, 2012. 1 электрон. опт. диск (DVD-ROM).

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

Матишов Г.Г. Геоморфология дна и проблемы плейстоценового оледенения Баренцевоморского шельфа//Геоморфология.1977. №2. С. 91–98.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

Матишов Г.Г. Концепция о морских экзогенных процессах в ледниковый и современный периоды // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 68. 2008. С. 26–39.

Миронюк С.Г. Учет палеогеографических условий при выполнении инженерных изысканий на шельфе западного сектора российской Арктики // Инженерные изыскания. 2015. №7. С. 28–38.

Мороз Е.А. Неотектоника и рельеф дна северо-западной окраины Баренцевоморского шельфа и его обрамления: автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2017. 28 с.

Никифоров С.Л. Рельеф шельфа морей Российской Арктики. Автореф. на соиск. уч. степ. д.г.н. Москва. 2006. 42 с.

Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановка морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: Наука, 2007. 455 с.

Павлидис Ю.А., Богданов Ю.А., Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Тарасов Г.А. Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского оледенения // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–106.

Павлидис Ю.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Артемьев А.В., Белоусов М.А. Соединялись ли 18 тысяч лет назад ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца Иосифа? // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Сборник научных статей. М.: Научный Мир. 2001. С. 456–467.

Панов Д.Г. Геоморфологический очерк Полярных Уралид и западной части Полярного шельфа. Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР. 1937.151 с.

Петров К.М. Большие морские экосистемы: принципы построения иерархической системы единиц районирования арктических морей на примере Баренцева моря [Электронный ресурс] // БИОСФЕРА: Между-

нар. науч. и прикладной журнал. 2010. 11 янв. URL: http://www.biosphere21century.ru/

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. ин-та ГУСМП. М.-Л., 1948. 135 с.

Спиридонов М.А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов Атлантической периферии Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоиздат. 1970. С. 47–52.

Эпштейн О.Г., Старовойтов А.В., Длугач А.Г. «Мягкие» морены в Арктике и Антарктике – новый фациальный тип ледниковых отложений // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. Геол., 2010. Т. 85. Вып. 2. С. 23–44.

Atlas of Submarine Glacial Landform: Modern, Quaternary and Ancient/Edited by J. A. Dowdeswell et al. 2016. 618 p.

Bjarnadottir L.R., Andreassen K. 2016. Enigmatic needle-like seafloor features in the Bear Island Trough, central Barents Sea//Atlas of Submarine Glacial Land Forms: Modern, Quaternary and Ancient. Geological Society, London, Memoirs, 46, 187–188.

Aseyev A.A. Drevniye materikovyye oledeneniya Yevropy. M.: Nauka. 1974. 318 s.

Bol'shiyanov D.Yu. Passivnoye oledeneniye Arktiki i Antarktidy. SPb.: AANII, 2006. 296 s.

Gaynanov V.G., Polyak L.B., Gataullin V.N., Zverev A.S. Seysmoakusticheskiye issledovaniya sledov pokrovnykh oledeneniy v Karskom more // Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 4. Geologiya. 2005. № 1. S. 38–44.

Grosval'd M.G. Drevniye beregovyye linii Zemli Frantsa-Iosifa i pozdneantropogenovaya istoriya yeye lednikovykh pokrovov // Glyatsiol. issled. № 9. Rezul'taty issled. po progr. MGG. M., Izd-vo AN SSSR. 1963. S. 119–144.

Gusev Ye.A., Kostin D.A., Rekant P.V. Problema genezisa chetvertichnykh obrazovaniy Barentseva-Karskogo shel'fa (po materialam Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1: 1 000 000) // Otechestvennaya geologiya. 2012. №2. S. 84–89.

Dibner V.D. Morfostruktury shel'fa Barentseva morya. L.: Nedra, 1978. 221 s.

Dibner V.D., Gakkel' YA.YA., Litvin V.M., Martynov V.T., Shurgayeva N.L. Geomorfologicheskaya karta Severnogo Ledovitogo okeana. Tr. Nauch.-issled. in-ta geol. Arktiki. T. 143. M., Nedra, 1965. C. 341–345.

Dibner V.D. «Drevniye gliny» i rel'yef Barentsevo-Karskogo shel'fa – pryamyye dokazatel'stva yego pokrovnogo oledeneniya v pleystotsene // Problemy polyarnoy geografii. Trudy AANII. Tom 285. L.: Gidrometeoizdat. 1968. S. 118–122.

Dorechkina D.Ye., Rekant P.V., Korshunov D.A., Portnov A.D. Kharakter raspredeleniya pozdnechetvertichnykh lednikovo-morskikh otlozheniy v severnoy chasti Prinovozemel'skogo shel'fa // Zapiski Gornogo instituta. 2012. Tom 195. S. 33–36.

Zastrozhnov A.S., Shkatova V.K., Astakhov V.I., Pestova L.Ye., Chuyko M.A., Gusev Ye.A. Novaya karta chetvertichnykh otlozheniy Rossii masshtaba 1:2 500 000, 2016 g. // Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii posvyashchennoy pamyati professora A.A. Velichko. 2016. «Puti evolyutsionnoy geografii», Moskva, 23–25 noyabrya 2016. S. 97–100.

Ivanova Ye.V., Murdmaa I.O. Vliyaniye atlanticheskikh vod na deglyatsiatsiyu barentsevomorskogo shel'fa 18–13 tys. let nazad // Voprosy geomorfologii i paleogeografii morskikh poberezhiy i shel'fa: Materialy nauchnoy konferentsii pamyati Pavla Alekseyevicha Kaplina (Moskva, 2–3 fevralya 2017 g.) / pod red. T.A. Yaninoy, T.S. Klyuvitkinoy. – M.: Geograficheskiy fakul'tet MGU, 2017. S. 58–61.

Klenova M.V. Geologiya Barentseva morya. M.: Izd-vo AN SSSR, 1960. 367 s.

Lavrushin YU.A. Voprosy stratigrafii i paleogeografii Shpitsbergena v pozdnem pleystotsene // Severnyy Ledovityy okean i yego poberezh'ye v kaynozoye. Gidrometeoizdat. Leningrad. 1970. S. 53–56.

Lavrushin YU.A. Stroyeniye i formirovaniye osnovnykh moren materikovykh oledeneniy.M.: Nauka. 1976. 245 s.

Laudina A.A. Stroyeniye i proiskhozhdeniye podvodnoy doliny, issledovannoy v 18 reyse programmy «Plavuchiy Universitet» (Barentsevo more) // Materialy Mezhdunarodnogo molodezhnogo nauchnogo foruma «LOMONOSOV-2012». [Elektronnyy resurs]. M.: MAKS Press, 2012. 1 elektron. opt. disk (DVD-ROM).

Levitan M.A., Lavrushin YU.A., Shtayn R. Ocherki istorii sedimentatsii v Severnom Ledovitom okeane i moryakh Subarktiki v techeniye poslednikh 130 tys. let M.: GEOS, 2007. 404 s.

Matishov G.G. Geomorfologiya dna i problemy pleystotsenovogo oledeneniya Barentsevomorskogo shel'fa//Geomorfologiya.1977. №2. S. 91–98.

Matishov G.G. Dno okeana v lednikovyy period. L.: Nauka, 1984. 176 s.

Matishov G.G. Kontseptsiya o morskikh ekzogennykh protsessakh v lednikovyy i sovremennyy periody // Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. № 68. 2008. S. 26–39.

Mironyuk S.G. Uchet paleogeograficheskikh usloviy pri vypolnenii inzhenernykh izyskaniy na shel'fe zapadnogo sektora rossiyskoy Arktiki // Inzhenernyye izyskaniya. 2015. №7. S. 28–38.

Moroz Ye.A. Neotektonika i rel'yef dna severo-zapadnoy okrainy Barentsevomorskogo shel'fa i yego obramleniya: avtoreferat dis. ... kand. geol.-mineral. nauk. M., 2017. 28 s.

Nikiforov S.L. Rel'yef shel'fa morey Rossiyskoy Arktiki. Avtoref. na soisk. uch. step. d.g.n. Moskva. 2006. 42 s.

Pavlidis YU.A., Nikiforov S.L. Obstanovka morfolitogeneza v pribrezhnoy zone Mirovogo okeana. In-t okeanologii im. P.P. Shirshova RAN. M.: Nauka, 2007. 455 s.

Pavlidis YU.A., Bogdanov YU.A., Levchenko O.V., Murdmaa I.O., Tarasov G.A. Novyye dannyye o prirodnoy obstanovke v Barentsevom more v kontse valdayskogo oledeneniya // Okeanologiya. 2005. T. 45. № 1. S. 92–106.

Pavlidis YU.A., Murdmaa I.O., Ivanova Ye.V., Artem'yev A.V., Belousov M.A. Soyedinyalis' li 18 tysyach let nazad lednikovyye pokrovy Novoy Zemli i Zemli

Frantsa Iosifa? // Opyt sistemnykh okeanologicheskikh issledovaniy v Arktike. Sbornik nauchnykh statey. M.: Nauchnyy Mir. 2001. S. 456–467.

Panov D.G. Geomorfologicheskiy ocherk Polyarnykh Uralid i zapadnoy chasti Polyarnogo shel'fa. Moskva; Leningrad: Izd-vo AN SSSR. 1937.151 s.

Petrov K.M. Bol'shiye morskiye ekosistemy: printsipy postroyeniya iyerarkhicheskoy sistemy yedinits rayonirovaniya arkticheskikh morey na primere Barentseva morya [Elektronnyy resurs] // BIOSFERA: Mezhdunar. nauch. i prikladnoy zhurnal. 2010. 11 yanv. URL: http://www.biosphere21century.ru/

Saks V.N. Chetvertichnyy period v Sovetskoy Arktike. Tr. Arktich. in-ta GUSMP. M.-L., 1948. 135 s.

Spiridonov M.A. Osobennosti geologicheskogo stroyeniya glyatsial'nykh shel'fov Atlanticheskoy periferii Arkticheskogo basseyna // Severnyy Ledovityy okean i yego poberezh'ye v kaynozoye. L., Gidrometeoizdat. 1970. S. 47–52.

Epshteyn O.G., Starovoytov A.V., Dlugach A.G. «Myagkiye» moreny v Arktike i Antarktike – novyy fatsial'nyy tip lednikovykh otlozheniy // Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otd. Geol., 2010. T. 85. Vyp. 2. S. 23–44.

S. G. Mironyuk, A. A. Ivanova

MICRO- AND MESORELEF OF THE GLACIAL SHELF OF BARENTS AND KARSKY SEAS IN THE LIGHT OF NEW DATA

The results of a bathymetric survey performed with the help of multi-beam echo sounders on the Barents-Kara shelf are presented. Evidence is obtained in favor of the hypothesis of the existence in the past of a single Barents Sea-Kara ice sheet. For the first time in the Russian sector of the Barents Sea, detached mass, hill-hole pairs, fluting-moraines have been discovered. The position of the edge of the ice sheet in the East Novaya Zemlya Trench is clarified.

Keywords: Late Valdai, Barents-Kara shelf, glacial cover, digital terrain models, glacial morphosculptur, fluting-moraine, detached mass

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАДИАЛЬНО-МАРГИНАЛЬНОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЗОН В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ И ОКИ

Н.Г. Судакова[1], С.И. Антонов[1], А.И. Введенская[1], С.С. Карпухин[2], А.Е. Алтынов[3]

[1]МГУ им. М.В. Ломоносова. ser11131134@yandex.ru
[2]Акционерное общество «Научно-исследовательский институт точных приборов», Москва, stanislav_karp@mail.ru
[3]Московский государственный университет геодезии и картографии (МИИГАИиК), alt010149@yandex.ru

Рассмотрены актуальные закономерности формирования ледникового морфолитогенеза в краевых зонах Верхнего Поволжья. По дискуссионным вопросам стратиграфии и палеогеографии ледниковых этапов среднего и позднего неоплейстоцена на основе комплексного анализа с использованием аэрокосмической информации реконструирована инфраструктура краевых образований московского и калининского оледенений – обоснована их стадийность, уточнены границы разновозрастных покровов, которые отображены на представленных картах. В Ржевском и Тверском Поволжье по-новому трактуется граница калининского оледенения, подступавшего к северному подножью Клинско-Дмитровской возвышенности. Полученные результаты имеют важное стратиграфическое и палеогеографическое значение для познания ледниковой ритмики неоплейстоцена.

Ключевые слова: стратиграфия, палеогеографические реконструкции, комплексный анализ, цифровая модель рельефа, границы оледенений, инфраструктура краевых форм.

В западном Верхневолжско-Окском секторе древнеледниковой области Русской равнины южнее границы осташковского ледникового покрова широко распространены краевые образования московского и калининского оледенений, которые оказывают существенное влияние на геоморфологическое строение и стратиграфию плейстоценовых отложений. Территория исследования охватывает центральную область обширной возвышенной полосы с абсолютными высотами 220–300 м, протягивающейся с СЗ на ЮВ от Валдайской возвышенности на севере к Среднерусской на юге. Несмотря на многолетнее изучение проблемы [Зарина, Краснов,1965; Москвитин,1967; Лаврушин, Ренгартен,1974; Московский ледниковый…, 1982; Чеботарева и др.,1986; Оледенения…, 2001; Реконструкция…, 2008; Борисов и Минина, 2012 и др.] до сих пор остаются нерешенные вопросы, связанные с ледниковой ритмикой на Русской равнине [Судакова и др., 2013]. Все еще нет ясного представления об инфраструктуре и динамике краевых образований московского и калининского оледенений. Очевидно, что без специального исследования закономерностей морфолитогенеза краевых зон невозможно подойти к решению вопросов идентификации и корреляции ледниковых горизонтов.

В связи с дискуссионностью в регионе возрастной трактовки максимальных и стадиальных границ краевых образований разновозрастных оледенений, важное значение имеет решение ряда актуальных задач, касающихся закономерностей распространения и литолого-геоморфологического строения краевых зон: 1) надежное обоснование стратиграфической основы палеогеографических реконструкций ледниковой ритмики; 2) установление радиальной потоковой структуры ледниковых морфолитосистем в зависимости от подстилающего рельефа; 3) уточнение границ распространения московского и калининского оледенений и их стадий; 4) проведение межрегиональной корреляции стадиальных подразделений краевых зон; 5) воссоздание инфраструктуры и плановой конфигурации элементов краевых морфолитоструктур (с помощью цифровой модели рельефа) в ледниковых зонах московского и калининского оледенений.

Решение поставленных задач опирается на результаты многолетних комплексных палеогеографических исследований региона (рис. 1) [Комплексный анализ..., 1992; Реконструкция..., 2008; Судакова и др., 2013 и др.]. Результативно использованы преимущества космической информации, в частности, наиболее значимым ресурсом стала цифровая модель рельефа, создаваемая по данным спутниковой радиолокационной съемки (аппарат Shuttle). Эта модель (рис. 2) с необходимой для поставленной задачи детальностью отображает дополнительную информацию для уточнения границ распространения и динамики калининского и московского оледенений, а также для детализации элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон [Карпухин и др., 2016].

Рассмотрены актуальные вопросы реконструкции структуры и динамики краевых ледниковых зон в центре Восточно-Европейской равнины, имеющих важное палеогеографическое, стратиграфическое и геоэкологическое значение. В результате сопряженного исследования разновозрастных краевых зон составлена оригинальная обобщающая карта-схема радиально-маргинальной структуры краевых образований калининского и московского оледенений (рис. 3). Систематизация полученных данных позволяет выявить закономерности пространственной локализации краевых зон.

Краевые зоны оледенений представляют весьма сложный литолого-геоморфологический комплекс, в котором закономерно сочетаются разновозрастные элементы радиальной и маргинальной структуры. Особое внимание уделяется реконструкции радиальной потоковой структуры ледниковых покровов из разных центров оледенения, направленность продвижения которых тесно связана с орографическими особенностями ледникового ложа. На карте древнеледниковой области Русской равнины (рис. 4) воссозданная радиальная потоковая структура среднеплейстоценовых оледенений демонстрирует разнонаправленность господствующего движения разновозрастных покровов, осваивавших разные питающие провинции, что предопределило контрастные характеристики состава соответствующих моренных горизонтов [Судакова, 2011; Реконструкция…, 2008]. В частности подтверждено господствующее юго-восточное направление движения потоков московского оледенения.

В сфере деятельности Ладожского ледникового потока, ограниченного ледораздельными зонами: Оленино-Вяземской на западе и Краснохолмской на востоке, реконструированы ледоразделы разного ранга, срединные и угловые массивы, разделяющие ледниковые лопасти и выводные языки, а также гляциодепрессии и ложбины стока талых ледниковых вод, отображенных на составленных картах (рис. 3). Характерной формой радиальной аккумуляции является система островных возвышенностей с цоколем дочетвертичных пород, образующих ряд крупнохолмистых ледоразделов малых порядков с отторженцами и гляциодислокациями. В составе лопастных потоков выделяются: Верхнеднепровско-Деснинский, Вазузо-Угринский, Протвинско-Лужский, Нарский, а на периферии осташковского оледенения – Селигерско-Верхневолжский, Вышневолоцко-Тверской, Верхнемологский. Водно-ледниковая и озерная аккумуляция широко развиты в гляциодепрессиях, например, в низовьях р. Вазузы, на левобережье Протвы. Ложбины стока, привязанные к долинным зандрам, образуют сложный рисунок гидросети эпохи дегяциации. К западу от г. Боровска прослеживаются относительно короткие и широкие участки долин стока талых ледниковых вод (например, в верховьях рек Межиловка и Межура).

Маргинальные ледниковые образования в Ладожском секторе оледенений разнообразны по форме, строению, стратиграфическому рангу и палеогеографическому значению. На базе крупномасштабной цифровой модели рельефа детально уточнена дислокация элементов инфраструктуры разновозрастных краевых конечно-моренных зон [Судакова, Карпухин, Алтынов, 2015]. Надежно обоснована геоморфологическая и стратиграфическая граница московского оледенения, протягивающаяся от междуречья Угры и Жиздры через излучину Оки южнее Калуги и далее через низовья Протвы и Нары в направлении г. Бронницы. Хорошо выражены в рельефе конечно-моренные гряды стадиальных этапов дегляциации: Боровско-Спас-Деменская и Можайская с относительными превышениями рельефа 50–70 м.

В результате комплексного исследования ключевых опорных разрезов в Сатинском страторайоне в бассейне р. Протвы (рис. 5) и в Ржевском Поволжье сделаны существенные дополнения и уточнения по остро дискуссионным вопросам ледниковой стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего неоплейстоцена.

Детально изученный Сатинский страторайон [Комплексный анализ…, 1992; Рычагов и др. 2007; Реконструкция…, 2008 и др.] обладает рядом преимуществ: а) представительностью и полнотой сводной стратиграфической колонки, б) хорошей геоморфологической и аналитической изученностью объектов комплексным методом, в) чёткой стратиграфической позицией двухъярусного ледникового комплекса между лихвинским и микулинским горизонтами, включающего днепровский (310–270 т.л.н.; МИС 8) и московский (220–150 т.л.н.; МИС 6) горизонты, с контрастной литологической характеристикой. Они разделены сатинским межледниковым горизонтом (213–242 т.л.н.; МИС 7) [Антонов и

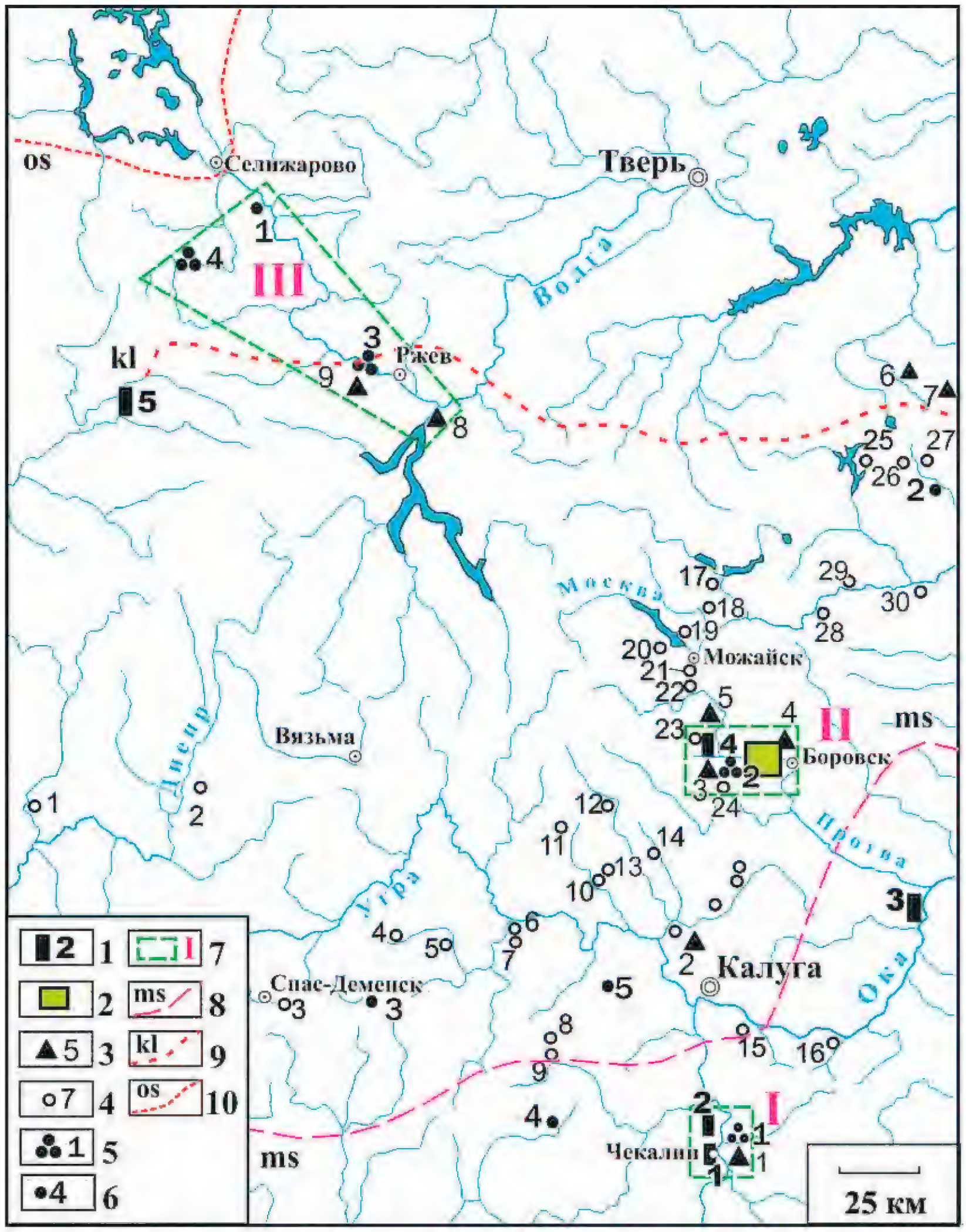


Рис. 1. Расположение объектов изучения новейших отложений в центральном регионе Русской равнины

1 – важнейшие разрезы, группы опорных разрезов (цифры на карте): 1 – Чекалин, 2 – Бряньково, 3 – Таруса, 4 – Руть, 5 – Козлово; 2 – Сатинский учебный полигон МГУ (группа скважин, опорные разрезы: Беницкий, Волченковский, Волчий, Прутомойка, Соколиха); 3 – изученные карьеры и котлованы (цифры на карте): 1 – Суворов, 2 – Пятовский, 3 – Федорино, 4 – Совьяки, 5 – Верея, 6 – Клусово, 7 – Ольгово, 8 – Вазуза, 9 – Мончалово; 4 – прочие изученные разрезы (цифры на карте): 1 – Ярцево, 2 – Истомино, 3 – Спас-Деменск, 4 – Полпота, 5 – 813-й км Варшавского шоссе, 6 – Юхнов, 7 – Ресса, 8 – Резанцево, 9 – Маракино, 10 – Кононово, 11 – Износки, 12 – Шаня, 13 – Мятлево, 14 – Медынь, 15 – Ужердь, 16 – Дугна, 17 – Руза, 18 – Долгинино, 19 – Блазново, 20 – Колочь, 21 – Минское шоссе, у пересечения с трассой Можайск-Верея, 22 – Заречье, 23 – Ивково, 24 – Щиголево, 25 – Полежайка, 26 – Радомля, 27 – Литвиново, 28 – Волково, 29 – Звенигород, 30 – Ильино; 5 – группы буровых скважин (цифры на карте): 1 – Чекалин-Суворов, 2 – Сатино, 3 – Струйское, 4 – Молодой Туд; 6 – отдельные опорные скважины (цифры на карте): 1 – Лошаково, 2 – Верхняя Клязьма, 3 – Глазово, 4 – Хотень, 5 – Ильино; 7 – страторайоны (цифры на карте): I – Чекалинский, II – Сатинский, III – Верхневолжский; 8–10 – границы оледенений: 8 – московского, 9 – калининского, 10 – осташковского

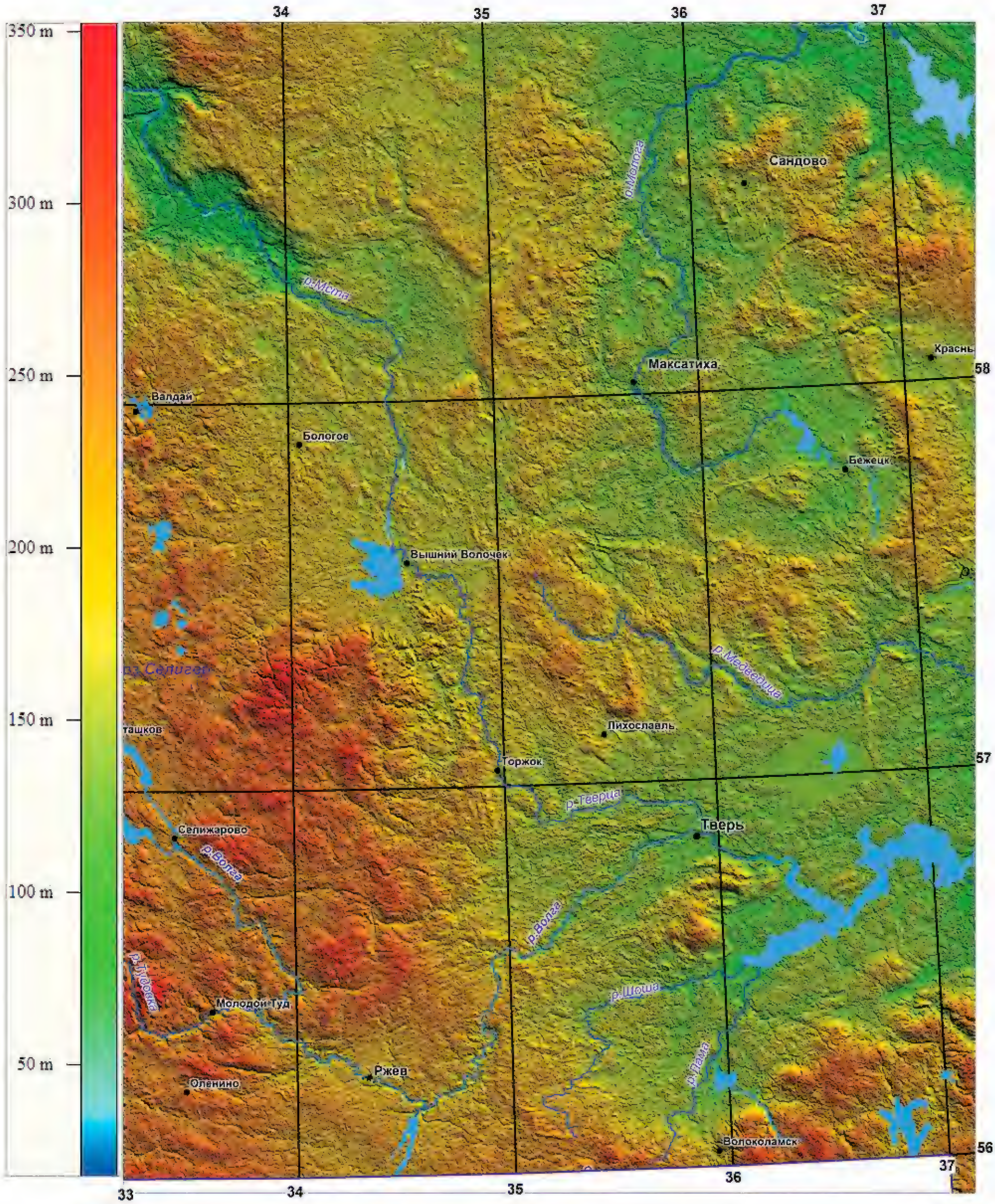


Рис. 2. Цифровая модель рельефа бассейна Верхней Волги

др., 2000] – мощной (до 20 м) озерно-аллювиальной толщей, палинокомплекс которой характеризуется растительностью смешанных лесов с содержанием пыльцы широколиственных пород в оптимуме потепления до 16–20%. Большая мощность и широкое распространение вмещающих осадков дает основание для признания регионального значения этого термохрона, названного сатинским.

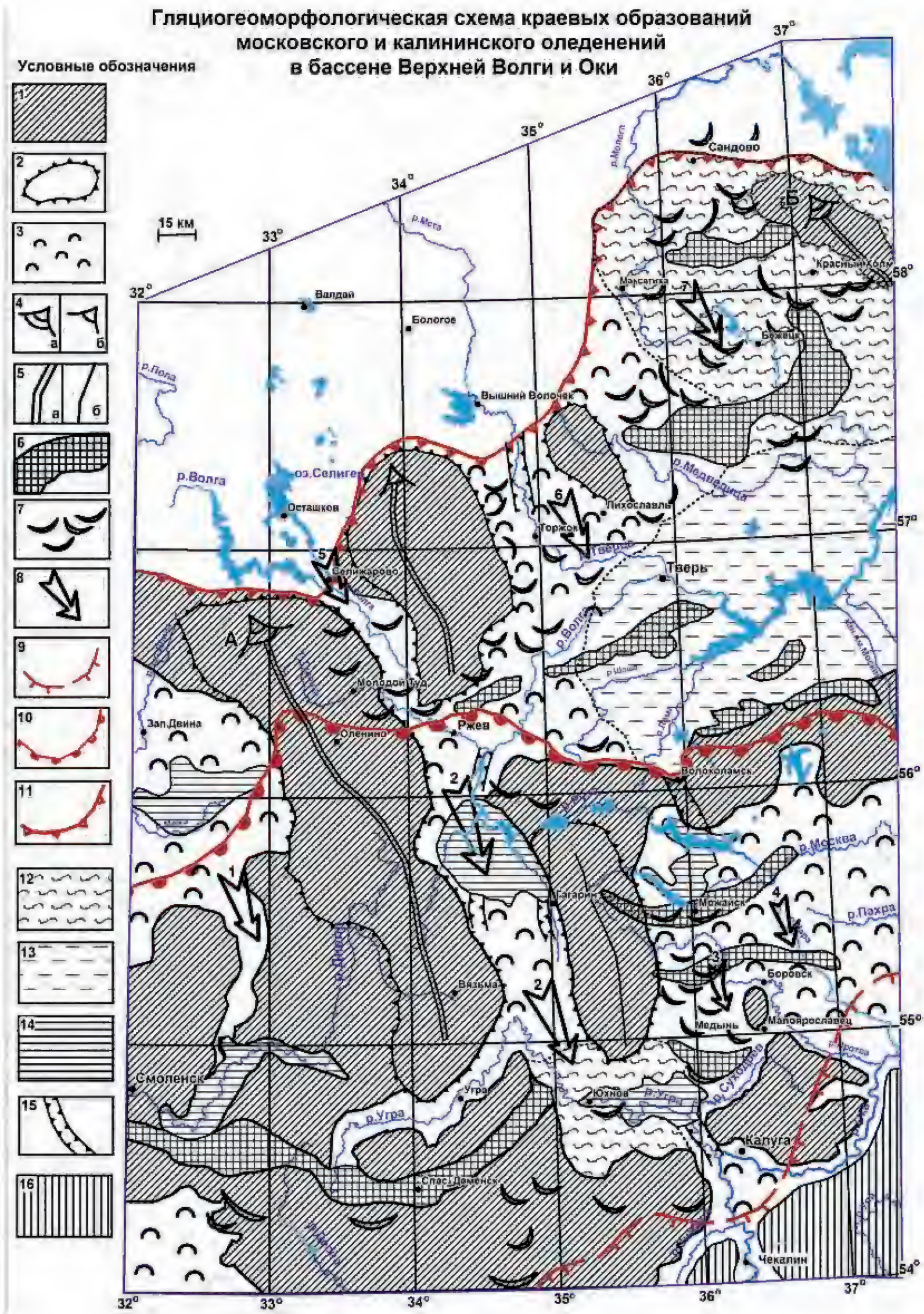


Рис. 3. Гляциогеоморфологическая схема краевых образований московского и калининского оледенений в бассейне Верхней Волги и Оки

1–8 – ледниковые формы рельефа: 1 – грядово-холмистый рельеф возвышенных массивов, 2 – холмистые срединные и межлопастные массивы, 3 – грядово-холмистая моренная равнина, 4 – угловые массивы: а) первого порядка, б) второго порядка, 5 – линии ледоразделов: а) межпотоковые (А – Оленино-Вяземский, Б – Краснохолмский), б) межлопастные, 6 – фронтальные конечно-моренные гряды, 7 – холмистые краевые моренные гряды; 8 – направление движения ледниковых потоков: 1 – Ловатско-Деснинский, 2 – Вазузо-Угринский, 3 – Протвинско-Лужский, 4 – Нарский, 5 – Селигерский, 6 – Вышневолоцко-Тверской, 7 – Верхнемологский; 9–11 – границы оледенений: 9 – московского, 10 – калининского, 11 – осташковского; 12–15 – водно-ледниковые формы рельефа: 12 – водно-ледниковая пологоволнистая равнина, 13 – водно-ледниковая низина, 14 – подпрудные озерно-ледниковые бассейны и гляциодепрессии, 15 – крупные ложбины стока талых ледниковых вод; 16 – экзарационно-денудационный рельеф

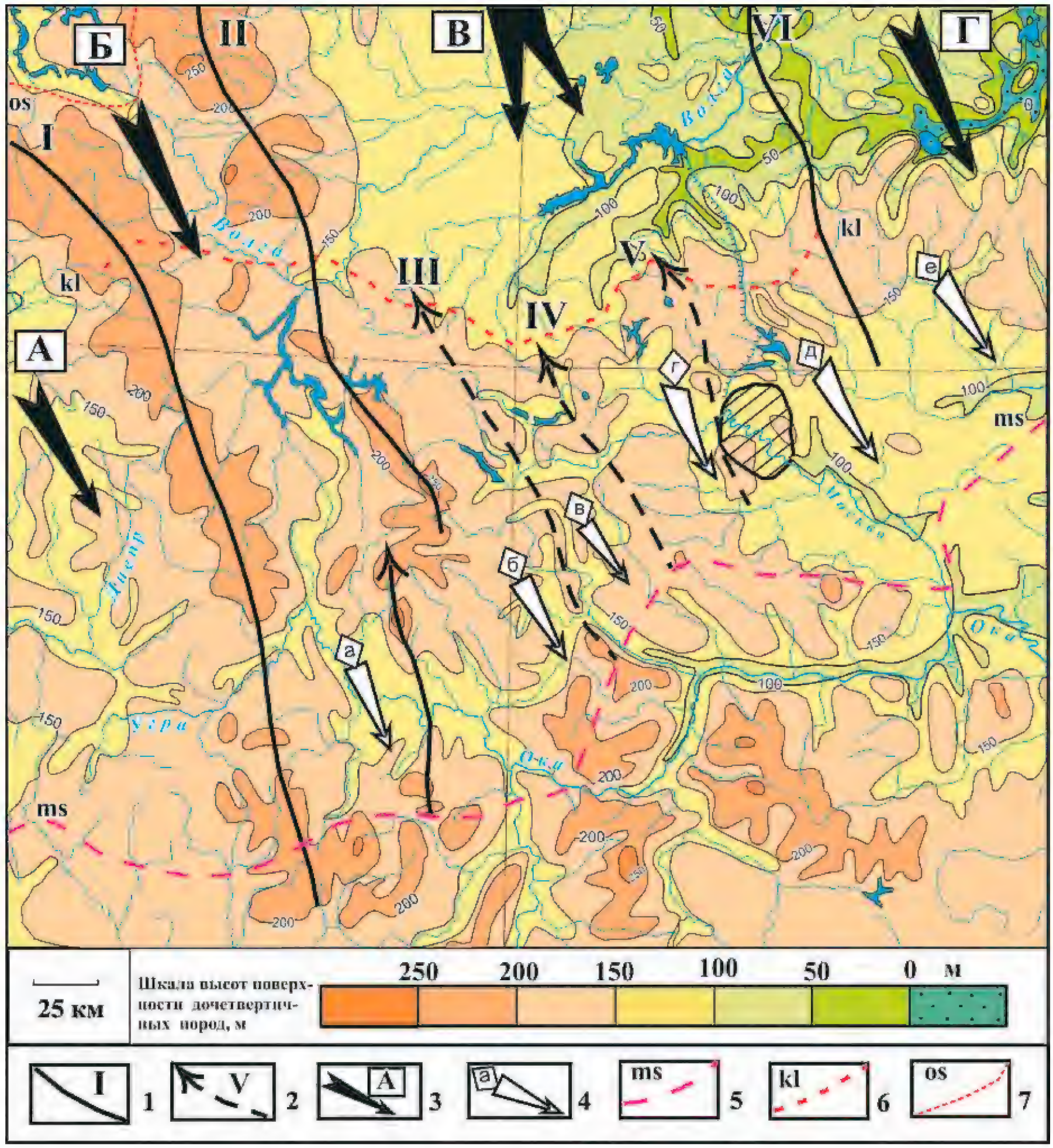


Рис. 4. Потоковая структура московского ледникового покрова в бассейне Верхней Волги и Оки

1 – ледораздельные зоны первого порядка (цифры на карте): I – Оленино-Вяземская, II – Кувшиново-Уваровская, VI– Сергиев-Посадская; 2 – ледоразделы низких порядков (цифры на карте): III – Шаховско-Малоярославецкий, IV – Волоколамско-Крестовский, V – Солнечногорско-Теплостанский; 3 – направления движения крупных ледниковых потоков: Ладожского сектора (буквы на карте): А – Ловатьского, Б – Селигерского, В – Тверского; Онежского сектора: Г – Верхневолжского; 4 – ледниковые лопасти (буквы на карте): а) Вазузско-Угринская, б) Протвинско-Лужская, в) Нарская, г) Истринская, д) Яхромско-Москворецкая, е) Плещеевская; 5–7 – максимальные границы оледенений: 5 – московского, 6 – калининского, 7 – осташковского

Получено климато-стратиграфическое и геоморфологическое подтверждение стадийного развития длительного московского оледенения. В Можайско-Тарусском радиусе по комплексу показателей чётко различаются три разновозрастные литолого-минералогические разности московской морены, отвечающие калужскому, боровскому, можайскому этапам дегляциации [Антонов и др., 2000; Судакова и др., 2013]. Ранней калужской стадии соответствует морена с РТЛ датировкой 221–213 т.л.н. Последующая боровская стадия (170–168 т.л.н.) фиксируется в рельефе Протвинско-

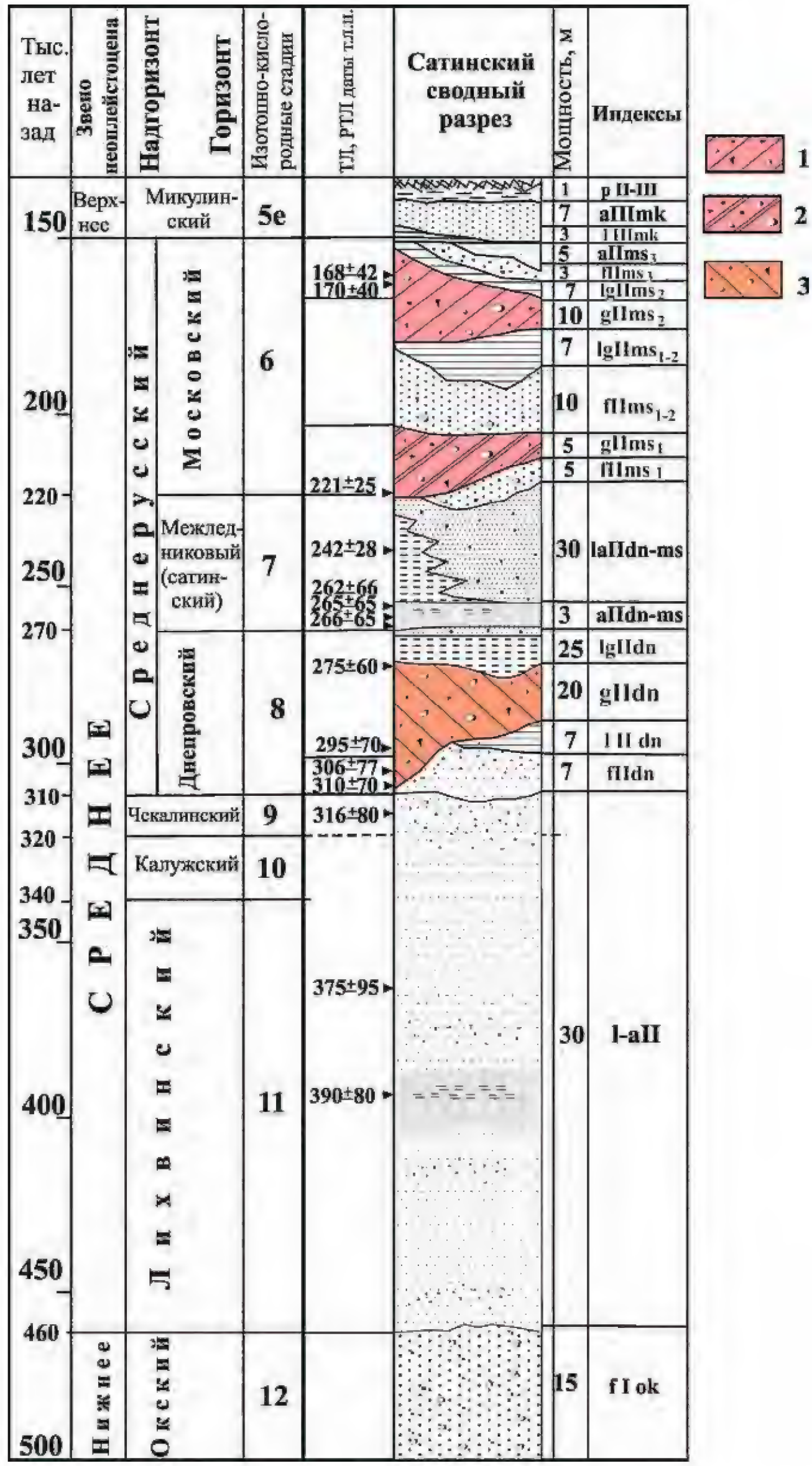


Рис. 5. Сводный разрез Сатинского страторайона

Маркирующие слои валунных суглинков (морен) Московского горизонта: 1 – позднемосковской морены Боровской стадии; 2 – раннемосковской морены Калужской (максимальной) стадии; 3 – морены Днепровского горизонта

Боровской зоной краевых образований раннего этапа и Можайской грядой фазиального ранга.

Бассейн Протвы, в период московского оледенения осваивал Лужский ледниковый поток протяженностью 120–130 км при ширине 50–60 км), ограниченный с запада ледоразделом (по оси Селижарово-Мятлево), а с востока – Рузо-Малоярославецким ледоразделом. На периферии лопасть дифференцирована на более мелкие языки. Особенности доледниковой поверхности

предопределили контуры лопастных и языковых бассейнов, регламентировали направление движения и активизацию движения льда, оказывали определенное воздействие на экзарационные и аккумулятивные процессы.

В Протвинском секторе оледенения закономерно сочетаются радиальные и маргинальные краевые образования (рис. 6). К радиальным ледниковым формам рельефа относятся срединные межлопастные возвышенные массивы, проектирующиеся, как правило, на поднятия доледниковой поверхности, которые чередуются в плане с гляциодепрессиями, ложбинами выпахивания и последующего стока талых вод. Последние приурочены к долинам Протвы, Исмы, Лужи, Суходрева.

Маргинальные краевые образования разнообразны по форме, строению и возрастной привязке. Среди морфологически выраженных холмисто-грядовых конечных морен прослеживаются не менее пяти относительно крупных краевых полос субширотного простирания, сложенных валунными суглинками и песками. В Суходревских, Корыстылево-Тишневских грядах в моренах напора наблюдаются гляциодислокации и многочисленные отторженцы коренных пород. Суходревская конечная морена, на западе переходящая в Спас-Деменскую гряду, отвечает одной из ранних стадий московского оледенения. В стратиграфическом отношении определенное корреляционное значение приобретают краевые гряды бассейна Верхней Протвы и конечно-моренная Можайская гряда, фиксирующие границы распространения стадиальных моренных разностей, различающихся по показателям вещественного состава [Судакова и др., 2007; 2013].

В этой связи следует отметить, что граница максимального распространения московского ледникового покрова многовариантна и рассматривается разными авторами по-разному [Реконструкция..., 2008]. Авторская версия ее трактовки на междуречье рек Протвы, Суходрева и Тарусы отражена на карте (рис. 3), где она проводится южнее Калуги.

Стратиграфическое расчленение базируется на комплексном палеогеографическом анализе опорных разрезов и плотной сетки скважин. При этом рельефообразующая московская морена выделяется характерным литологическим составом: насыщенностью обломками пород и минералами из Фенноскандии с преобладанием в спектре роговой обманки и пониженным содержанием минералов местных питающих провинций (сульфиды, сидерит, глауконит и др.) [Судакова, 2011].

На правобережье Верхней Волги южнее границы осташковского оледенения проведены комплексные гляциогеоморфологические и стратиграфические исследования. В бассейне р. Тудовки (правого притока р. Волги) и в долине Волги у с. Струйское в 50 км выше по течению от г. Ржева по условиям залегания, особенностям строения и вещественного состава отложений выделяются три горизонта морен на основе анализа серии глубоких скважин, пробуренных институтом «Гидропроект» и детального обследования многочисленных карьеров [Реконструкция…, 2008]. На Верхнетудовском массиве, наиболее высокой поверхности Валдайской возвышенности (около 340 м), наблюдается грядово-холмистый рельеф. Аккумулятивные моренные гряды, преимущественно субширотного простирания, сложены переслаивающимися ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями с характерными гляциодислокациями и отторженцами коренных пород [Оледенения..., 2001]. Вдоль долины Волги прослеживаются озерные поверхности средневалдайского возраста, для отложений которых в Мончаловском карьере получены радиоуглеродные датировки в интервале 36640±460 – 41450±60 [Арсланов и др., 1981; Оледенения..., 2001]. Южнее Ржевского Поволжья в Старицко-Вазузской гляциодепрессии морена и озерно-ледниковые отложения перекрыты трехметровым чехлом лёссовидных суглинков.

Минералогический состав нижней (днепровской) морены, мощностью 15–20 м, отличается значительной примесью сидерита и сульфидов (характерных спутников местных подстилающих пород) на фоне доминирующего граната и эпидота, – в отличие от спектров вышележащей московской морены, обогащенной роговой обманкой скандинавского происхождения (до 20–25%). В поверхностной рельефообразующей калининской морене, мощностью 4–10 м, наряду с роговой обманкой устанавливается устойчивая триада: гранат-дистен-ставролит [Реконструкция…, 2008]. Эта покровная (калининская) морена слагает поверхность междуречий, а в долине р. Малая Коша у д. Лошаково подстилается микулинскими отложениями, что свидетельствует о её позднеплейстоценовом калининском возрасте.

На основе проведенной статистической обработки параметров минералогического состава и корреляционного анализа показателей [Логинова и др., 1988] оценена статистическая надежность и достоверность диагностических признаков состава разновозрастных морен. Проведенный сравнительный минералогический анализ разновозрастных моренных горизонтов позволяет выявить их диагностические и корреляционные признаки. Минералогические спектры разновозрастных морен достаточно индивидуальны и различимы между собой. В Сатинском страторайоне и Ржевском Поволжье по сумме показателей нижняя морена сопоставляется с днепровским горизонтом смежных территорий. Вышележащая морена чётко корре-

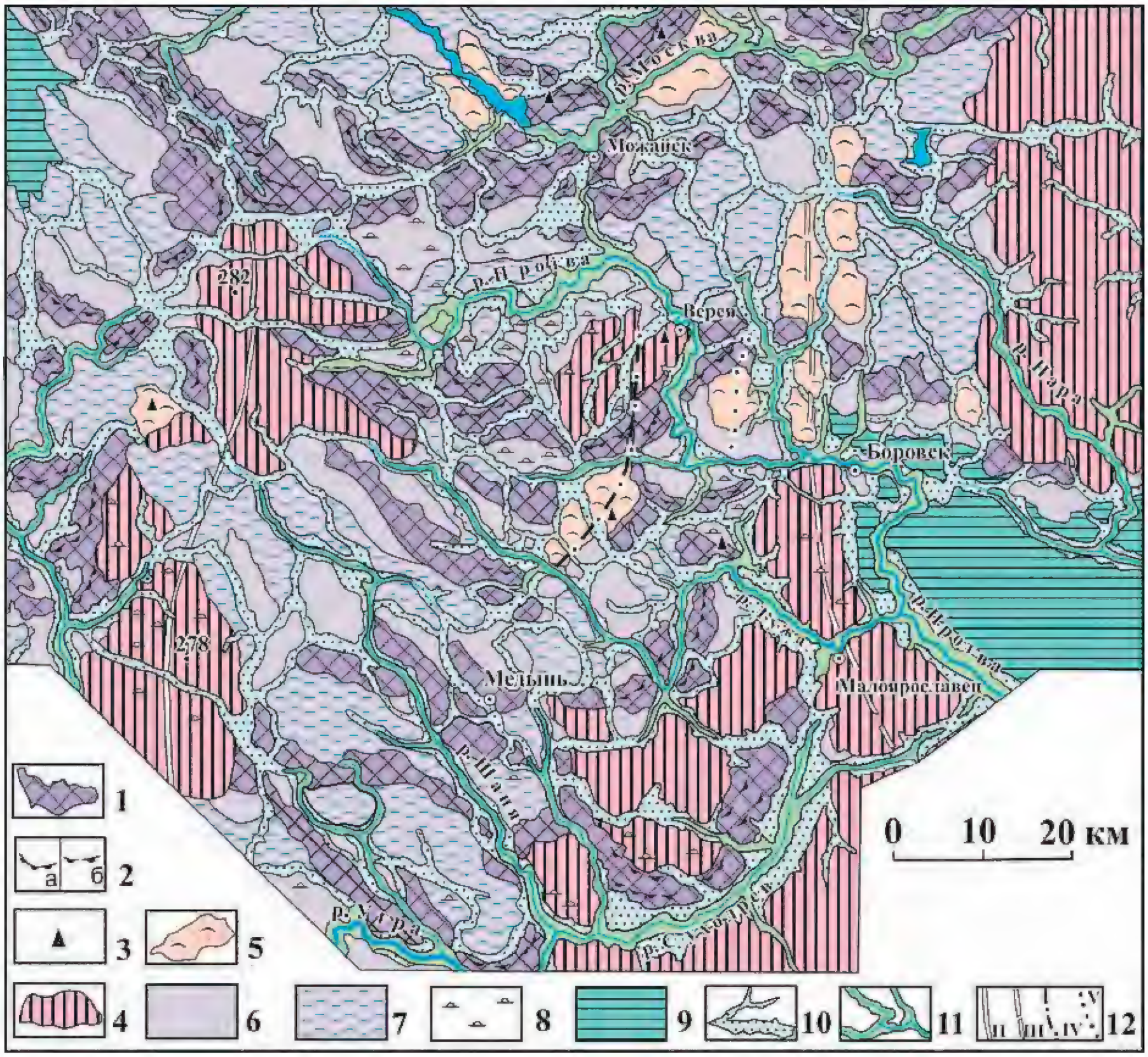


Рис. 6. Гляциогеоморфологическая карта южной части Боровско-Вышневолоцкой ледораздельной зоны

1–8 – ледниковый и водноледниковый рельеф московского возраста: 1–3 – ледниковый рельеф фронтальной аккумуляции: 1 – крупно-холмистый и грядово-холмистый рельеф конечных морен, 2 – моренные гряды: а) четкие, б) нечеткие, 3 – оттор-женцы и гляциодислокации; 4–5 – ледниковый рельеф радиальной аккумуляции: 4 – крупно-холмистые ледораздельные мас-сивы с выровненным рельефом вершинных поверхностей, наследующие дочетвертичные возвышенности; 5 – межлопастные и межъязыковые островные массивы; 6–8 – ледниковые формы ареальной аккумуляции: 6 – пологохолмистый и пологоволни-стый рельеф основной морены, 7 – пологоволнистый рельеф основной морены, выровненный в результате водноледниковой аккумуляции, 8 – Камы; 9–10 – водноледниковый рельеф позднемосковского возраста, 9 – выровненные поверхности во-дноледниковой аккумуляции, 10 – долинные зандры и ложбины стока ледниковых вод; 11 – флювиальный рельеф позднее- и послемосковского возраста, речные долины; 12 – ледоразделы разных порядков (II–V)

лируется с московским горизонтом центральных районов, а покровная морена в Ржевском Поволжье, имеющая биостратиграфическое обоснование (залегает на микулинских слоях), уверенно соотносится с калининским оледенением.

Таким образом, в Ржевском Поволжье южнее границы осташковского оледенения установлены следы позднеплейстоценового калининского оледенения, получившее литостратиграфическое, палинологическое и геохронологическое подтверждение. Конечно-моренная краевая гряда калининского оледенения, прослеженная в Тудовском массиве. Максимальная граница калининского оледенения юго-восточнее дважды пересекает долину Волги и далее протягивается по правобережью Тверского Поволжья вдоль подножья Клинско-Дмитровской возвышенности [Судакова и др., 2015].

В пределах Верхневолжской низменности в хорошо выраженных в рельефе краевых зонах среди конечных гряд преобладают морены напора с многочисленными отторженцами и следами гляциодислокаций. В Тверском Поволжье моренная и озерно-ледниковая низина с абсолютными отметками (а.о.) 140–160 м ограничены ледниково-аккумулятивными возвышенностями – Овинищенской и Бежецкий верх (а.о. до 240–270 м). Дочетвертичным основанием Тверского Поволжья является пластово-денудационное Верхневолжское плато (а.о. 80–120 м) на относительно сниженном мезозойском основании. Редкие обособленные останцы, возвышающиеся над выровненной поверхностью и достигающие абсолютной высоты 130–160 м, расположены в пределах Овинищенской возвышенности, в районе Кесьмы, Красного Холма, [Геология СССР т. IV, 1971].

В рельефе Тверского Поволжья отчетливо выделяется несколько краевых зон. К юго-востоку от Вышневолоцко-Новоторжского вала, который А.И. Москвитин [1967] связывал с калининским оледенением, прослеживается Калининская краевая зона. Она состоит из собственно Калининской гряды в междуречье Волги и Шоши, Горицкой гряды, протягивающейся вдоль долины р. Медведицы с ЮЗ на СВ, и примыкающих к ней гряд, идущих на Калязин и Кашин. Хорошо выраженная морфологически главная Калининская конечно-моренная гряда возвышается над уровнем Волги на 110 м, при максимальной высоте 255 м. В разрезе четвертичных отложений, мощность которых составляет около 50 м, отмечается до трех горизонтов морен, разделенных песками [Московский…, 1982]. В конечно-моренных грядах аккумулятивные основные морены сочетаются с моренами напора. А.И. Москвитиным [1967] зафиксированы дислокации в межморенных флювиогляциальных песках.

Севернее Калининской краевой зоны, отделенной от нее поясом зандровой равнины по долинам рек Тверцы и Медведицы [Заррина, Краснов, 1965], в ВСВ направлении от Торжка на Красный Холм прослеживается Лихославльско-Бежецкая краевая зона. Зона состоит из Лихославльских конечно-моренных гряд напора, гряд Моркины горы и угловых сочленений конечно-моренного рельефа Бежецкого Верха [Московский…, 1982]. Абсолютная высота Лихославльских конечно-моренных гряд, образующих двойную дугу и обращенных выпуклой стороной на ЮЮВ, составляет 230–245 м. Они ориентированы с ЮЗ на СВ. с превышением над гляциодепрессиями 10–12 м. Преобладают морены напора с многочисленными гляциодислокациями и отторженцами. Также широко развиты формы мертвого льда – камы, термокарстовые западины, ложбины стока талых ледниковых вод. Гряды массива Моркиных гор, окаймляющих с юга Верхнемологское понижение, также имеют следы многочисленных гляциодислокаций. Самой северной полосой краевых образований вблизи границы осташковского оледенения являются Покров-Коноплянские и Карамышевские моренные гряды напора, протягивающиеся с ЮЮЗ на ССВ от Максатихи на Сандово. Итак, в краевых ледниковых образованиях Тверского Поволжья сочетаются следы активной деятельности ледника (линейные конечные гряды, морены напора) с зонами мертвого льда (массивы холмисто-моренного и камового рельефа). Несмотря на хорошую выраженность в рельефе краевых образований, их возрастная привязка до настоящего времени трактуется неоднозначно (Заррина, Краснов, 1965; Геология СССР, 1971; Московский…, 1982; Оледенения…, 2001;

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в итоге детальных палеогеографических и гляциогеоморфологических исследований в центральном регионе Русской равнины проведены реконструкции структуры и динамики московского и калининского ледниковых покровов.

1). Уточнена граница распространения московского оледенения на Окско-Протвинском междуречье.

2). Документально подтверждена стадийность длительного московского оледенения. На карте отображены краевые зоны стадий дегляциации покрова: Калужской, Боровской, Можайской.

3). По-новому трактуется максимальная граница калининского ледникового покрова, который на Верхней Волге выдвигался южнее осташковского, подступая к северному подножью Клинско-Дмитровской возвышенности.

4). На обобщающей оригинальной карте (рис.3) отражена плановая дислокация морфолитоструктур краевых сооружений. С помощью крупномасштабных цифровых моделей рельефа определено расположение, конфигурация и инфраструктура сопряженных форм рельефа в краевых зонах разновозрастных оледенений.

Таким образом, на основе согласующихся геолого-геоморфологических, литологических, биостратиграфических, геохронологических и аэрокосмических данных реконструирована радиально-маргинальная структура и динамика краевых зон московского и калининского оледенений. Детализация гляциогеоморфологического строения региона и установленные пространственно-временные закономерности формирования и развития ледниковых морфоли-

тосистем имеют определяющее значение для обоснованной реконструкции ледниковой ритмики среднего и позднего неоплейстоцена.

Литература

Антонов С.И., Малаева Е.М., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 3. С. 100–112.

Борисов Б.А., Минина Е.А. Краевые образования и особенности деградации московского, калининского и осташковского ледниковых покровов на территории северо-запада России // Материалы Международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов». СПб. 2012. С. 193–195.

Геология СССР, т. IV (Центр Европейской части СССР) М. 1971, 743с.

Заррина Е.П., Краснов И.И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: «Минтис». 1965. С.5–23.

Карпухин С.С., Судакова Н.Г., Черненко А.Н. Перспективы использования космической информации в целях реконструкции геоморфологического строения краевых ледниковых зон Верхнего Поволжья // Теория и методы современной геоморфологии. Материалы XXXV Пленума геоморфологической комиссии РАН. Т. 1. Симферополь. 2016. С. 349–353.

Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. Под редакцией Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во МГУ. 1992. 128 с.

Лаврушин Ю.А., Ренгартен Н.В. Основные черты ледового типа литогенеза // Литология и полезные ископаемые. М.1974. №6. С.21–32.

Логинова Н.А., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Минеральный состав морен Ржевского Поволжья // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1988, № 11. С. 29–36.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена на Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР, 1967. Вып. 156, 236с.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 240 с.

Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. Отв.ред. А.А.Величко, С.М.Шик. М. ГЕОС. 2001. 160с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М., МГУ, географический факультет, 2008, 167 с.

Рычагов Г.И. Антонов С.И., Судакова Н.Г Ледниковая ритмика среднего плейстоцена центра Русской равнины (по материалам Сатинского страторайона) // Вестн. Моск. Ун-та, сер. геогр. 2007, № 4. С.15–22.

Судакова Н.Г. Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Стадийность и динамика краевого рельефообразования москоского оледенения в Волжско-Окском регионе // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования. Материалы Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 2007.С. 78–80.

Судакова Н.Г. Ломоносовские традиции в изучении природы Восточно-Европейской равнины. // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2011. № 5. С.31–37.

Судакова Н.Г. Антонов С.И., Введенская А.И. Структура краевых ледниковых зон в Центральном регионе Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2013. № 6. С.54–60.

Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Палеогеографические реконструкции ледниковых морфолитоструктур Подмосковья с использованием космической информации // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2015. № 74. С.76–89.

Чеботарева Н.С., Гаврюшова Е.А., Лехт Э.Е. и др. Объяснительная записка к гляциогеоморфологической карте периода деградации московского ледникового покрова центра Русской равнины. М.: Наука,1986. 40 с.

Antonov S.I., Malayeva Ye.M., Rychagov G.I., Sudakova N.G. Klimatostratigraficheskiye podrazdeleniya moskovskogogorizontayugo-zapadnogoPodmoskov'ya // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya, 2000. T. 8. № 3. S. 100–112.

Borisov B.A., Minina Ye.A. Krayevyye obrazovaniya i osobennosti degradatsii moskovskogo, kalininskogo i ostashkovskogo lednikovykh pokrovov na territorii severo-zapada Rossii // Materialy Mezhdunarodnoy konferentsii «Geomorfologiya i paleogeografiya polyarnykh regionov». SPb. 2012. S. 193–195.

Geologiya SSSR, t. IV (Tsentr Yevropeyskoy chasti SSSR) M. 1971, 743s.

Zarrina Ye.P., Krasnov I.I. Problema sopostavleniya poyasov lednikovykh krayevykh obrazovaniy na severo-zapade Yevropeyskoy chasti SSSR i prilegayushchikh zarubezhnykh territoriy // Krayevyye obrazovaniya materikovogo oledeneniya. Vil'nyus: «Mintis». 1965. S.5–23.

KarpukhinS.S., SudakovaN.G., ChernenkoA.N. Perspektivy ispol'zovaniya kosmicheskoy informatsii v tselyakh rekonstruktsii geomorfologicheskogo stroyeniya krayevykh lednikovykh zon Verkhnego Povolzh'ya // Teoriya i metody sovremennoy geomorfologii. Materialy XXXV Plenuma geomorfologicheskoy komissii RAN. T. 1. Simferopol'. 2016. S. 349–353.

Kompleksnyy analiz srednechetvertichnykh otlozheniy Satinskogo uchebnogo poligona. Pod redaktsiyey G.I. Rychagova i S.I. Antonova. M.: Izd-vo MGU. 1992. 128 s.

Lavrushin Yu.A., Rengarten N.V. Osnovnyye cherty ledovogo tipa litogeneza // Litologiya i poleznyye iskopayemyye. M.1974. №6. S.21–32.

LoginovaN.A., NemtsovaG.M., SudakovaN.G. Mineral'nyy sostav moren Rzhevskogo Povolzh'ya // Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka. 1988, № 11. S. 29–36.

Moskvitin A.I. Stratigrafiya pleystotsena na Yevropeyskoy chasti SSSR // Tr. GIN AN SSSR, 1967. Vyp. 156, 236s.

Moskovskiy lednikovyy pokrov Vostochnoy Yevropy. M.: Nauka, 1982. 240 s.
Oledeneniya srednego pleystotsena Vostochnoy Yevropy. Otv.red. A.A.Velichko, S.M.Shik. M. GEOS. 2001. 160s.
Rekonstruktsiya paleogeograficheskikh sobytiy srednego neopleystotsena Tsentra Russkoy ravniny. M., MGU, geograficheskiy fakul'tet, 2008, 167 s.
Rychagov G.I. Antonov S.I., Sudakova N.G Lednikovaya ritmika srednego pleystotsena tsentra Russkoy ravniny (po materialam Satinskogo stratorayona) // Vestn. Mosk. Un-ta, ser. geogr. 2007, № 4. S.15–22.
Sudakova N.G. Antonov S.I., Vvedenskaya A.I. i dr. Stadiynost' i dinamika krayevogo rel'yefoobrazovaniya moskoskogo oledeneniya v Volzhsko-Okskom regione // Zemnaya poverkhnost', yarusnyy rel'yef i skorost' rel'yefoobrazovaniya. Materialy Irkutskogo geomorfologicheskogo seminara. Irkutsk, 2007.S. 78–80.
Sudakova N.G. Lomonosovskiye traditsii v izuchenii prirody Vostochno-Yevropeyskoy ravniny. // Vestnik Mosk. un-ta. Seriya 5. Geografiya. 2011. № 5. S.31–37.
Sudakova N.G. Antonov S.I., Vvedenskaya A.I. Struktura krayevykh lednikovykh zon v Tsentral'nom regione Russkoy ravniny // Vestnik Mosk. un-ta. Seriya 5. Geografiya. 2013. № 6. S.54–60.
Sudakova N.G., Karpukhin S.S., Altynov A.Ye. Paleogeograficheskiye rekonstruktsii lednikovykh morfolitostruktur Podmoskov'ya s ispol'zovaniyem kosmicheskoy informatsii // Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. M.: GEOS, 2015. № 74. S.76–89.
Chebotareva N.S., Gavryushova Ye.A., Lekht E.Ye. i dr. Ob»yasnitel'naya zapiska k glyatsio-geomorfologicheskoy karte perioda degradatsii moskovskogo lednikovogo pokrova tsentra Russkoy ravniny. M.: Nauka,1986. 40 s.

N.G. Sudakova, S.I. Antonov, A.I. Vvedenskaya, S.S.Karpuhin, A.E. Altinov

RECONSTRUCTION OF THE RADIAL-MARGINAL INFRASTRUCTURE OF MARGINAL GLACIAL ZONES IN THE BASIN OF THE UPPER VOLGA AND OKA

The article deals with topical issues of glacial morpholitogenesis in the marginal zones of the Upper Volga region. On the basis of a complex analysis using aerospace information, new data on the stratigraphic positions of the stratigraphy and glacial stages paleogeography of the middle and late Neoplestocene were obtained. The infrastructure of the regional formations of the Moscow and Kaliningrad glaciers has been established, their staginess has been substantiated, the boundaries of the different-aged coverings, which are displayed on the maps presented, have been specified. In the Rzhev and Tver Volga regions, the boundary of the Kalinin glaciation, approaching to the northern Klin-Dmitrov Upland, is treated in a new way. The results of the reconstruction have an important stratigraphic and paleogeographic significance for the knowledge of the neopleistocene glacial rhythm.

Key words: geomorphology, stratigraphy, complex analysis, digital relief model, paleogeographic reconstructions, borders of glaciations, infrastructure of marginal zones.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

БИОХЕМОГЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ГЛЕНДОНИТОВ

А.Р. Гептнер

Геологический институт РАН, Москва heptner@mail.ru

В работе приводятся новые наблюдения, дополняющие выдвинутое ранее представление о биохемогенном формировании карбоната глендонитов. Исследованы современные глендониты из литоральных отложений Белого моря, из четвертичных отложений Таймыра и Чукотки. Проанализирован состав, строение и особенности формирования глендонитов с точки зрения возможности их биохемогенного происхождения и формирования за счет мобилизации газообразных углеводородов.

Ключевые слова: глендонит, литоральные осадки, Белое море, плейстоцен, Таймыр, Чукотка

Глендониты – это одно из названий, объединяющей группу карбонатных образований разнообразной формы, встречающихся в многочисленных местонахождениях разного возраста от докембрия до современных литоральных морских осадков. Это карбонатные образования кристаллоподобного облика и разного размера от долей до нескольких десятков сантиметров, значительно реже дипирамидальные глендониты достигаю 0.6–1.2 метра. Поражает однообразие, структурное и внешнее морфологическое сходство находок глендонитов, не меняющееся за миллиард лет, включая образцы из современных литоральных осадков. Исследования последних лет показывают также полную идентичность главных структурных элементов внутреннего строения глендонитов на всех стратиграфических уровнях.

Образование глендонитов длительное время связывалось с процессом изоморфизма и замещением кальцитом разных минеральных образований, среди которых в качестве предшественника чаще упоминались гейлюссит, глауберит, гипс, целестин, ангидрит, тенардит [Каплан, 1979]. При восстановлении природы минерала предшественника глендонитов диагностика опиралась на результаты кристаллографических измерений палеозойских и мезо-кайнозойских образований.

В последнее время в литературе предшественником глендонитов принято считать икаит. Обоснованием для этого служит в основном сопоставление изотопного состава углерода и кислорода у древних (палеозойских, мезозойских и кайнозойских) глендонитов и современного икаита, обнаруженного в арктических и антарктических осадках. При сопоставлении данных изотопного состава обычно не учитываются возможные катагенетические преобразования, происходящие в дочетвертичных отложениях в зоне формирования глендонитов.

Глендониты рассматриваются как псевдоморфозы по икаиту и, следовательно, являются продуктом замещения кристаллов икаита ($CaCO_3 \cdot 6H_2O$) без изменения его формы, плотными агрегатами кальцита ($CaCO_3$).

О находках глендонитов в литературе сообщается из отложений позднего протерозоя, палеозоя, мезозоя, кайнозоя и в современных литоральных осадках Белого моря. Специальных литологических исследований глендонитов из современных и плейстоценовых отложений со времени первой публикации о находке в пермо-карбоновых отложениях Австралии в 1905 году не проводилось [David et al., 1905].

В последнее десятилетие находки глендонитов стали широко использоваться при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях в качестве надёжного индикатора низких, близких к нулю температур вод в бассейне осадконакопления.

Существует альтернативное объяснение появления среди бескарбонатных пород глендонитов как результат микробиохимической деятельности в них в зоне поступлении в осадок углеводородов [Гептнер и др., 1994; Гептнер и др., 2014;

Тугарова, 2016; Greinert, Derkachev, 2004; Morales et al., 2017]

В предлагаемой работе приводятся новые наблюдения, дополняющие выдвинутое ранее представление о биохемогенном формировании карбоната глендонитов.

В основу рассмотрения альтернативного варианта формирования глендонитов без замещения икаита положено изучение морфологии глендонитов, характер их взаимоотношения с вмещающими осадками и микроскопические особенности внутреннего строения на примере наименее изменённых образований из современных литоральных осадков Белого моря, а также плейстоценовых отложений Таймыра и Чукотки.

Уникальность местонахождения на Белом море состоит в том, что оно единственное в мире и доступно для работы в период отлива. Другого местонахождения с глендонитами в современных морских осадках пока нигде не найдено. Здесь представилась возможность изучить глендониты, не затронутые диагенетическими или более поздними преобразованиями.

Материал в литоральных отложениях Белого моря в разные годы отбирался Ю.А. Лаврушином, Т.А. Садчиковой, А.Р. Гептнером. Для выяснения природы и условий образования глендонитов в настоящей работе привлекается сравнительный материал из четвертичных отложений Таймыра (коллекция образцов Л.Д. Сулержицкого), Чукотки (О.М. Петров), из мезозойских и кайнозойских отложений (образцы М.А. Рогова, В.И. Копорулина, А.Е. Шанцера, А.И. Челебаевой, Н.П. Кураленко, Баринова К.Б., А.Р. Гептнера), а также пермокарбоновых глендонитов Австралии, любезно предоставленных для исследования Н.Г. Бродской.

ВНЕШНИЙ ОБЛИК ГЛЕНДОНИТОВ

Сопоставляя морфологические типы глендонитов пермо-карбона Австралии, мезозоя Якутии, неогена Камчатки и Аляски легко обнаружить полное сходство их внешнего облика с четвертичными глендонитами Таймыра, Чукотки и в современных литоральных осадках Белого моря.

Ромбическая, реже квадратная дипирамида луча глендонитов является главным структурным элементом, различные сочетания которого определяют всё разнообразие встреченных форм современных и древних образований. Определение формы главного морфологического элемента глендонита (луча) как дипирамида, в значительной степени условно, так как искривление граней и рёбер лучей, особенно при тесном соприкосновении в ежеподобных сростках, а также условия роста в осадке, делает их мало похожими на кристаллы. Наиболее определённо особенности морфологии и структуры лучей глендонитов выявляются при изучении современных и четвертичных образований.

В настоящее время известно несколько морфологических типов карбонатных выделений глендонитов, встречающихся в отложениях разного возраста, в том числе, и в литоральных осадках Белого моря. 1. Дипирамиды с сильно вытянутыми острыми, иногда слегка изгибающимися окончаниями (рис. 1 а, б). 2. Многолучевые (Звёздообразные), состоящие из трёх, пяти и более сростков дипирамид, ориентированных в разных направлениях (рис. 1 в–д). 3. Ёжеподобные, состоящие из большого количества лучей разного размера и формы, плотно примыкающих друг к другу, расходящихся из одного центра (рис. 1 е–з). Подробно морфологические типы глендонитов рассматривается в [Гептнер и др., 1994].

В четвертичных терригенных отложениях Таймыра встречены различные сочетания карбонатных образований, свидетельствующие о многоэтапной природе образования отдельных компонентов (лучей) глендонитов. Например, инкрустации отдельными или группами дипирамид по древесным обломкам (рис. 1 и). Очень любопытна инкрустация маленькими дипирамидальными образованиями шарообразных и линзовидных уплотнений песчано-алевритового осадка, иногда включающих остатки обугленных растительных фрагментов (рис. 1 к–м). Карбонатная оболочка на поверхности уплотнённого песчано-алевритового осадка состоит из плотно прилегающих друг к другу маленьких клиновидных образований, ориентированных в разных направлениях. Есть примеры обрастания линзовидных образований более крупными дипирамидами, расположенными на одном уровне со слоистостью. Важно отметить, что в составе осадка, покрытого карбонатной коркой из маленьких дипирамид, встречаются обугленные растительные остатки (рис. 1 л–н).

На рёбрах и поверхности лучей ежеподобных образований нередко хорошо видны уступы, ранее воспринимавшиеся как отражение спайности на поверхности луча у предшествующего минерала (рис. 2 а). Ложным проявлением кристаллического строения минерала предшественника глендонитов является параллельная и веерообразная штриховка, отчётливо видная на поверхности некоторых лучей.

Особенности скульптуры и тонкой морфологии структуры лучей и характер взаимоотношения лучей отчётливо выявляются при изучении их поверхности и на естественных сколах ежеподобразных глендонитов. Форма многих лучей, тесно

а

б

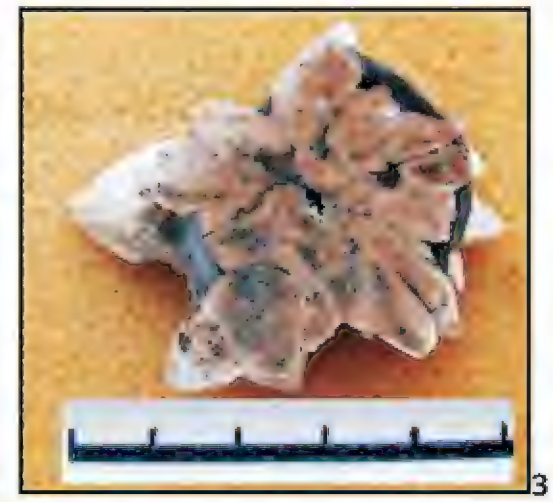
в

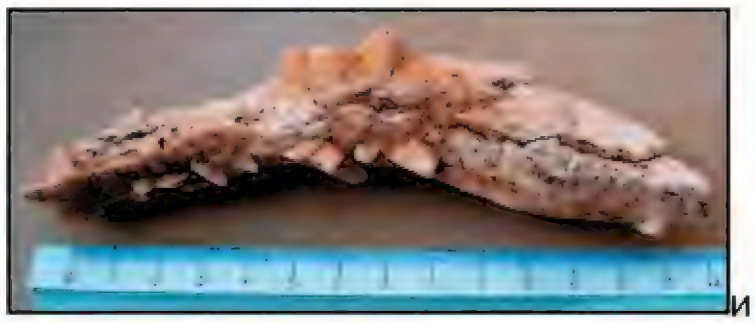
г

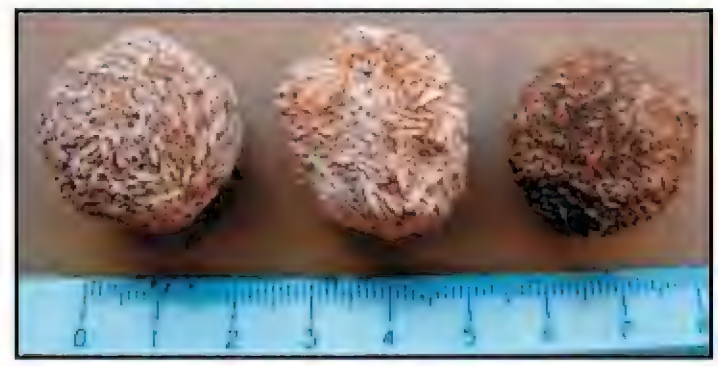
д

е

ж


з


и


к

л

м

н

Рис. 1. Основные морфологические типы глендонитов

а, б –дипирамидальные; в–д – многолучевые или звёздообразные; е–з – ёжеподобные: е – внешний вид, ж – скол половины глендонита, з – срез и полировка глендонита, запечатанного в конкреции; и – инкрустация дипирпмидами обломка ветки кустаника; к – карбонатная корка, состоящая из плотно прижатых друг к другу мелких дипирамид на шарообразных уплотнениях песчано-алевритового осадка; л–м – карбонатная корка, состоящая из плотно прижатых друг к другу мелких дипирамид на линзовидном уплотнении песчано-алевритового осадка. Более крупные, позже образовавшиеся дипирамиды располагаются каймой согласно слоистости вмещающего осадка: л – внешний вид, м – поперечный скол, демонстрирующий слой с остатками обугленной растительности; н – неоднократное обрастание мелкими дипирамидами линзовидного уплотнения во вмещающем осадке

а

б

в

г

д

Рис. 2. Ёжеподобные глендониты, возникшие при последовательном формировании серии лучей и дополнительных дипирамид, сростков и агрегатов на их поверхности

а – отражение постепенного роста – уступы на ребре луча. На плоскости – небольшие выросты (бугорки) сформировавшиеся после образования лучей; б – комбинация лучей разной формы (объёмных и плоских), различная их ориентировка, указывает на несколько этапов образования; в – сколы лучей, демонстрирующие сильное искажение псевдокристалломорфного строения ёжеподобных глендонитов; г – внутренняя сторона плоского луча с характерным скульптурным рисунком роста; д – пример ёжеподобного глендонита с многочисленными тесно соприкасающимися лучами, возникшими на поверхности более ранних образований

соприкасающихся, сильно искажена, соответствует серии плоских пластинок. На поверхности лучей видна радиальная штриховка, а внешний контур иногда имеет плавные очертаниями. Картина постепенного роста луча проявляется в виде ориентированных структур, напоминающих рисунок ветки (рис. 2 а–г).

У многих ежеобразных глендонитов отчётливо выявляется последовательность образования и разная интенсивность формирования лучей. Просмотры многочисленных образцов свидетельствуют о том, что рост лучей не всегда начинался из центра шарообразной структуры. Отмечаются лучи, возникающие на поверхности более ранних образований или пересекающие их, (рис. 2 д).

На поверхности некоторых лучей глендонитов хорошо видны ассиметричные накладывающиеся друг на друга бугорки, сложенные волокнистым кальцитом. На поверхности луча бугорки ориентированы одинаково к вершине луча в одних случаях и к ребру луча в других. Наличие этих и подобным им структур свидетельствуют о формировании карбонатного материала на поверхности лучей на разных стадиях образования глендонитов. На гладкой поверхности других лучей видна тонкая продольная штриховка, иногда расходящаяся веером (рис. 3 а–г).

В литоральных осадках Белого моря глендониты и ассоциирующие с ними конкреции содержат раковины морских моллюсков. Увеличение размера лучей в рыхлом осадке совершенно определённо устанавливается при рассмотрении взаимоотношения глендонитов с раковинами моллюсков. В некоторых случаях раковины оказались зажатыми между лучами глендонита, в других зафиксирован контакт луча глендонита с крупной раковиной *Mytilus*. Раковина была взломана и проткнута лучом глендонита. Это очень важное наблюдение, указывающее на постепенный рост лучей в длину и ширину в осадке плотном настолько, что раковины, соприкасающиеся с растущими лучами глендонитов, не могли быть отодвинуты.

В литоральных осадках Белого моря и в четвертичных отложениях Таймыра в одном слое осадка зафиксировано наличие нескольких типов по прочности глендонитов: Рыхлые состоят из карбонатной внешней зоны и слабо сцементированного осадочного материала внутри (рис. 4 а). Во вмещающем осадке в шлифах видны зоны слабой карбонатной цементации, по форме напоминающие фрагмент луча глендонита (рис. 4 б, в). Сильно пористые, непрочные, легко разрушающиеся рукой глендониты, включают большое количество терригенного материала, контакт с вмещающей породой нечёткий (рис. 4 г). Прочные пористые глендониты с неровной шероховатой поверхностью, включают небольшое количество терригенного материала (рис. 4 д). Прочные плотные глендониты с гладкой поверхностью, светло-коричневого цвета, не содержат терригенный материал, а их контакт с вмещающей породой чёткий (рис. 4 е). Лучи всех типов глендонитов, независимо от количества включённого терригенного материала, несут сходные морфологические черты роста в виде уступов.

Залегание рассмотренных типов глендонитов в одном слое указывает на неодновременное их появление на одном стратиграфическом уровне и постепенное формирование в разных точках слоя осадка. Исследование этого осадка в шлифах выявило наличие участков слабой карбонатной цементации ограниченной прямыми границами, особенно хорошо выявляющимися в поляризованном свете, (см. рис. 4 б, в).

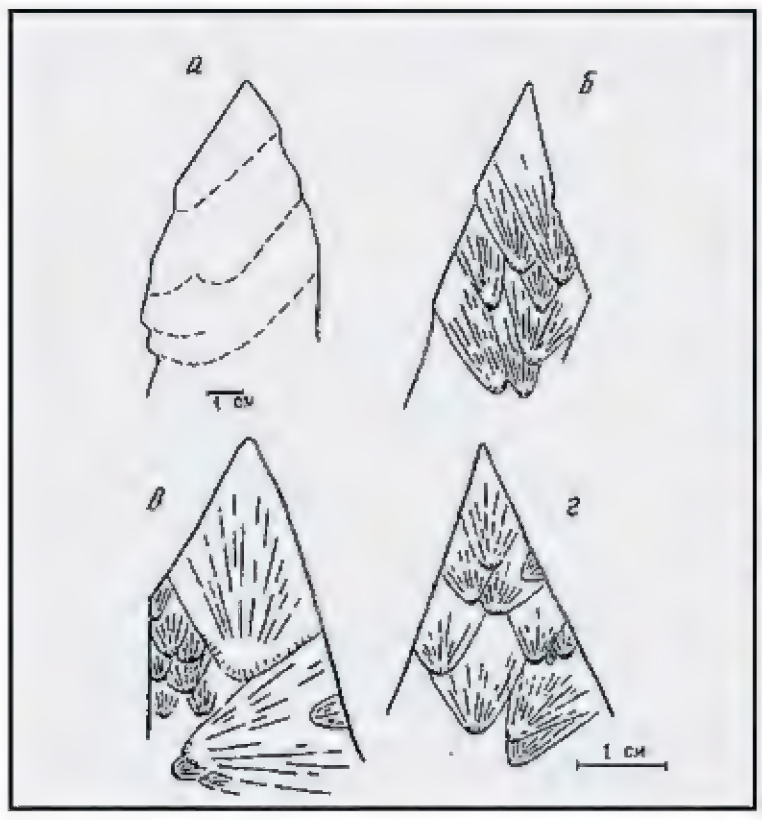
При сопоставлении данных микроскопического изучения в шлифах глендонитов разной пористости и разного содержания обломочного материала выяснилось, что соседство в одном слое пористых и прочных глендонитов возникло в процессе растворения в теле глауконита почти всех терригенных компонентов. Место этих компонентов заняли разные микроскопические кальцитовые образования, но главную роль играли гранулы, биохемогенное формирование которых рассматривается ниже. В прочных глендонитах гранулы заполняют почти всё пространство, «упираясь» в ровную границу изнутри объёма глендонита (рис. 5 а–г).

МИКРОПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГЛЕНДОНИТОВ

Исследование микропетрогрфических структур глендонитов разного возраста (пермо-карбона Австралии, палеогена Камчатки, неогена Аляски, плейстоцена Таймыра и Чукотки) показало, что они идентичны с современными из литоральных осадков Белого моря. В древних образцах, частично преобразованных в процессе вторичной карбонатизации, легко распознаются основные микропетрографические структуры и типичный хаотичный характер их размещения в теле лучей глендонитов.

В строении беломорских, таймырских и чукотских глендонитов при изучении шлифов установлено наличие нескольких основных микроструктурных типов выделений кальцита. Подробно особенности микроскопического строения глендонитов из литоральных осадков Белого моря рассматриваются в [Гептнер и др., 1994, Гептнер и др., 2014].

По результатам оптической микроскопии были выявлены следующие основные микроструктур-



в

г

Рис. 3. Характерные особенности скульптурных элементов, образовавшихся на поверхности лучей глендонитов

а – общий вид ёжеподобного глендонита; б – увеличенный фрагмент ёжеподобного глендонита. Детали строения скульптурных элементов – ассиметричных бугорков и штриховки; в –расположение разных скульптурных элементов на поверхности лучей: (см. рис. 2 а; уступов – а, ассиметричных бугорков – б на зарисовке); г – пример расположения ассиметричных бугорков и уступов на разных лучах одного ёжеподобного глендонита

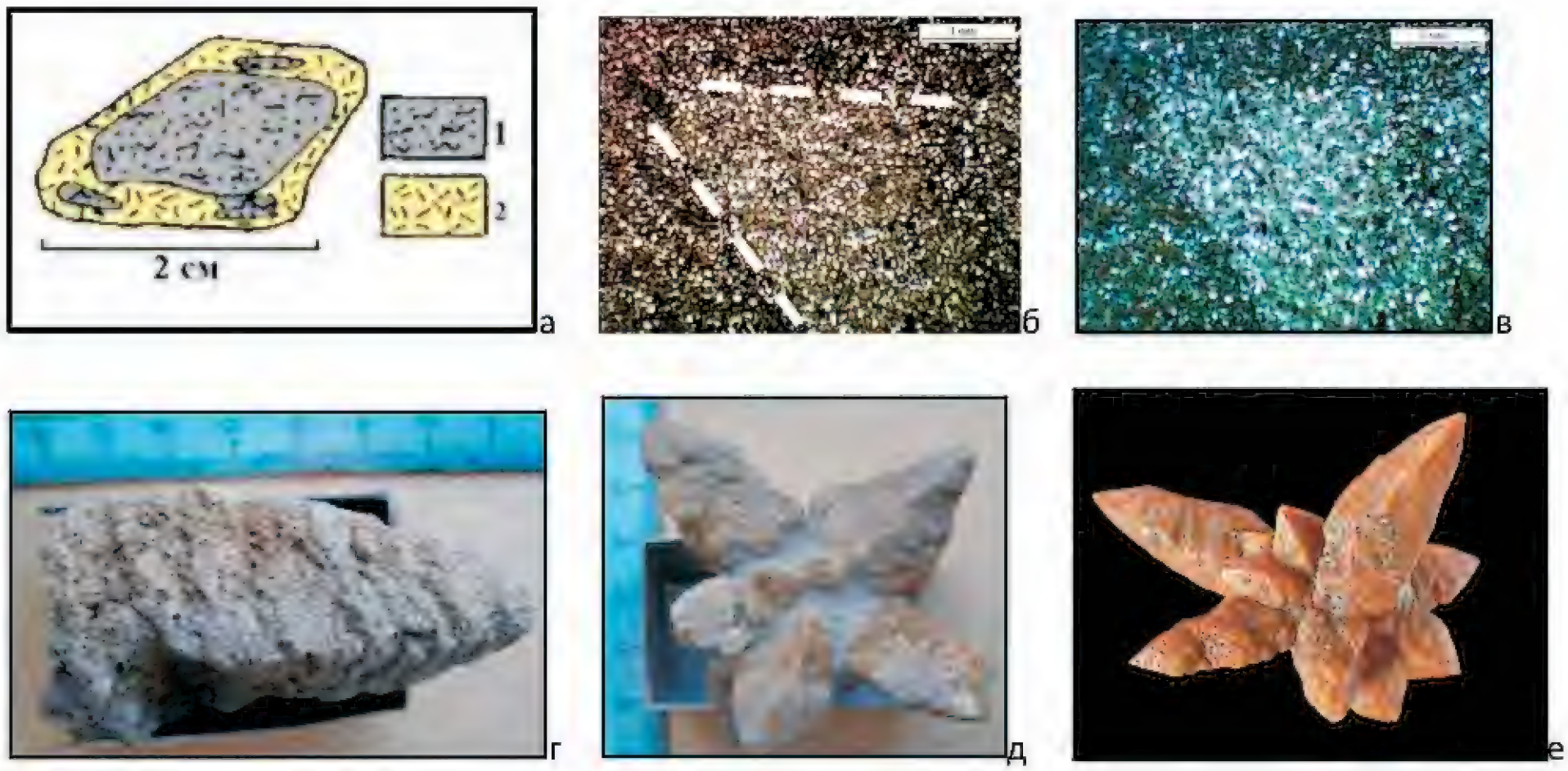


Рис. 4. Внутреннее строение глендонитов, отражающее последовательность их формирования

а – участок слабо карбонатизированного осадочного материала, (на зарисовке поперечный срез рыхлого глендонита, 1 – осадок, 2 – осадок обогащённый микроскопическими выделениями карбоната); б, в – осадок, включающий глендониты, с неравномерной слабой карбонатизацией, *а* – естественный свет, *б* –поляризованный свет, фото шлифа; г – луч непрочного пористого глендонита, фото образца; д – прочный пористый глендонит, фото образца; е – прочный плотный глендонит с гладкой поверхностью, фото образца

ные петрографические типы выделений карбоната в теле глендонитов,

1. гранулы (удлинённые зёрна), состоящие из волокон с концентрическим расположением зон пористости на продольных и поперечных срезах (рис. 6 а, б).

2. шары или ооиды с отчётливым радиально лучистым, реже концентрическим расположением микрокристаллов (рис. 6 в, г).

3. нити, состоящие из скопления криптокристаллического карбоната с включениями чёрного вещества, слагающего колломорфные выделения с чёткими границами (рис. 6 д, е).

4. метельчатые пучки волокон, образующие скопления ориентированных волокон на поверхности гранул, шаров, нитей и терригенных компонентов

5. крустификационные выделения метельчатых пучков волокон на поверхности гранул, шаров, на стенках пустот и на внутренней стороне границы гелендонита с породой.

Необходимо подчеркнуть, что наиболее широко распространены образования, напоминающие при небольшом увеличении по форме удлинённые гранулы или рисовые зёрна. Размер этих образований варьирует в широких пределах. Максимальные размеры по длинной оси составляют 0.4–0.5 мм. Гранулы в теле глендонита никак не ориентированы, распределены хаотично. В некоторых случаях наблюдалось прислонение несколько гранул друг к другу по длинной оси или соединение их торцом в цепочку. Гранулы состоят из пучков плотно прилегающих волокон, первоначально, вероятно, состоявших из арагонита, замещившегося позднее кальцитом. На продольных и поперечных срезах гранул отчётливо видно концентрическое строение, выявляющееся благодаря наличию в отдельных слоях непрозрачного колломорфного вещества, содержащего, вероятно, большое количество органики (см. рис. 6 а, б,).

Реже встречаются шарообразные выделения и разнообразные срастания типа гантелей, состоящие из целых или половинок шаров, соединённых тонковолокнистой перемычкой. На срезе шаров отчётливо видна тонкая радиальная структура, (см. рис. 6 в, г).

Криптокристаллические метельчатые и веерообразные скопления карбоната распространены в свободных полостях между гранулами, слагают оболочки на поверхности гранул, шарообразных и нитевидных структур, терригенных обломках и выстилают стенки полостей в пористых глендонитах (см. рис. 6 д, е). Подробно эти и другие структуры глендонитов из литоральных осадков Белого моря рассмотрены в [Гептнер и др., 1994, см. рис. 5]. Аналогичные структуры наблюдались

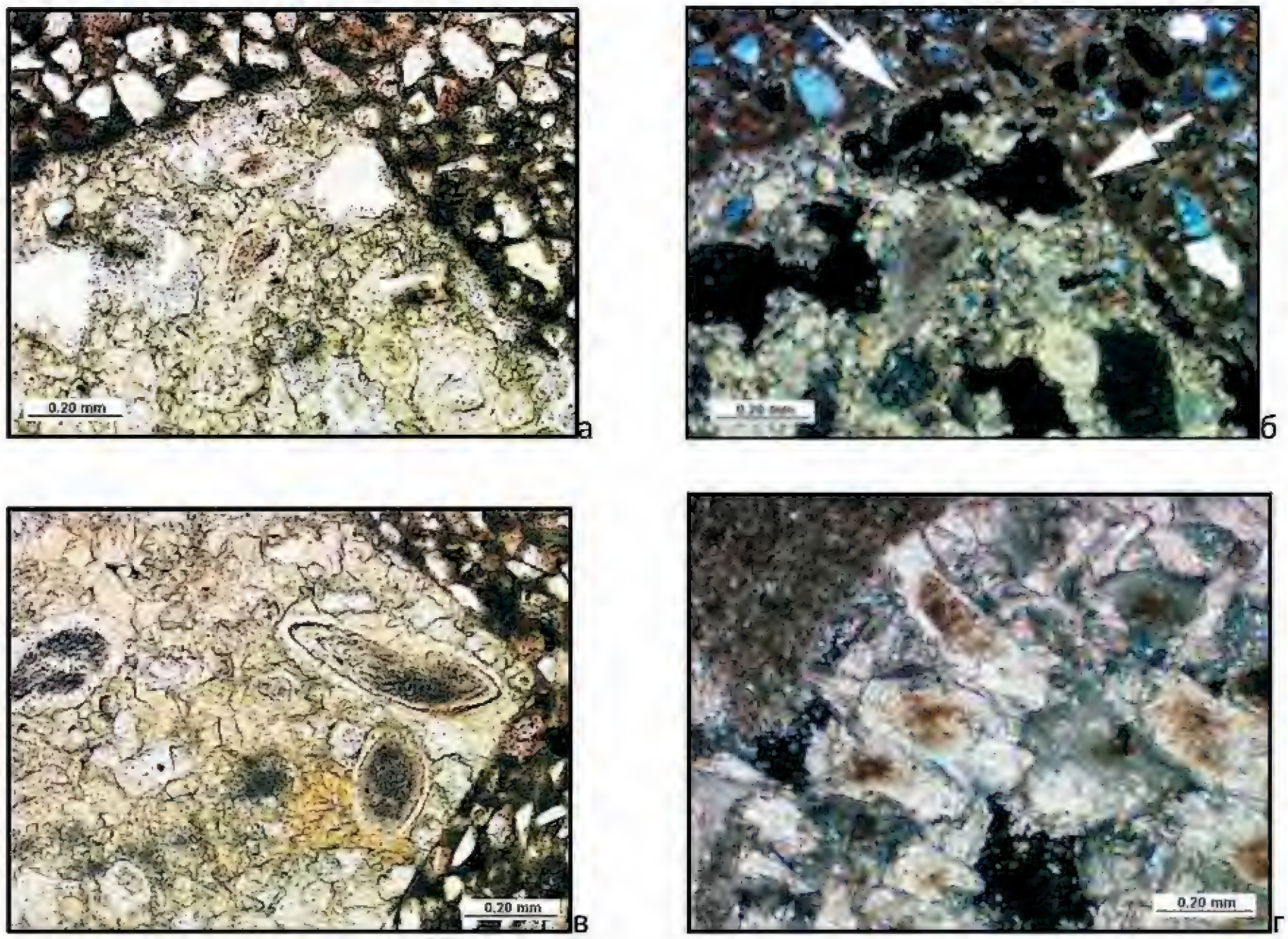


Рис. 5. Сопоставление результатов микроскопического изучения глендонитов разной пористости, с разным содержанием обломочного материала. Фото шлифов

а, б – контакт луча пористого глендонита с осадком. По контуру луча на границе с осадком располагается карбонатная крустификационная кайма (стрелки на б), первоначально сформированная арагонитом: а – естественный свет, б – поляризованный свет; в – луч плотного глендонита, сложенного гранулами разного размера, естественный свет; г – край луча плотного глендонита, сложенного крупными гранулами, вплотную примыкающими к ровной границе с осадком, поляризованный свет

в строении глендонитов из четвертичных отложений Таймыра и Чукотки.

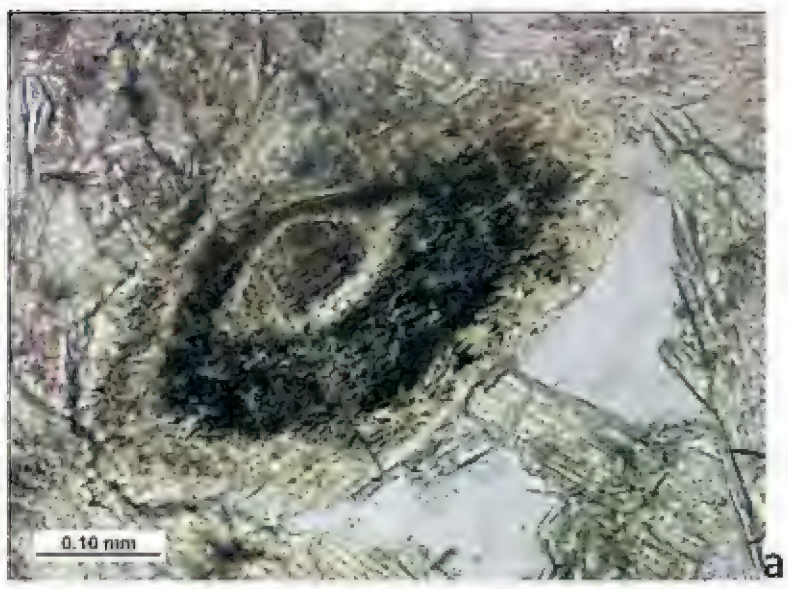
Анализ строения гранул в шлифах в поперечных и продольных срезах показал, что концентрическая зональность обусловлена существованием микроканалов и неравномерным заполнением их непрозрачным колломорфным веществом. Нитевидные структуры состоят из криптокристаллического карбоната с неравномерно распределёнными сгустками непрозрачного колломорфного вещества. Нитевидные структуры со всех сторон обрастают многочисленными карбонатными метельчатыми выделениями первоначально состоявшие, вероятно, из арагонита.

В исследованных районах в современных литоральных осадках и в четвертичных отложениях глендониты и ассоциирующие с ними кальцитовые конкреции являются единственными карбонатными образованиями, формировавшиеся при интенсивном или полном разрушении вмещающего терригенного осадка.

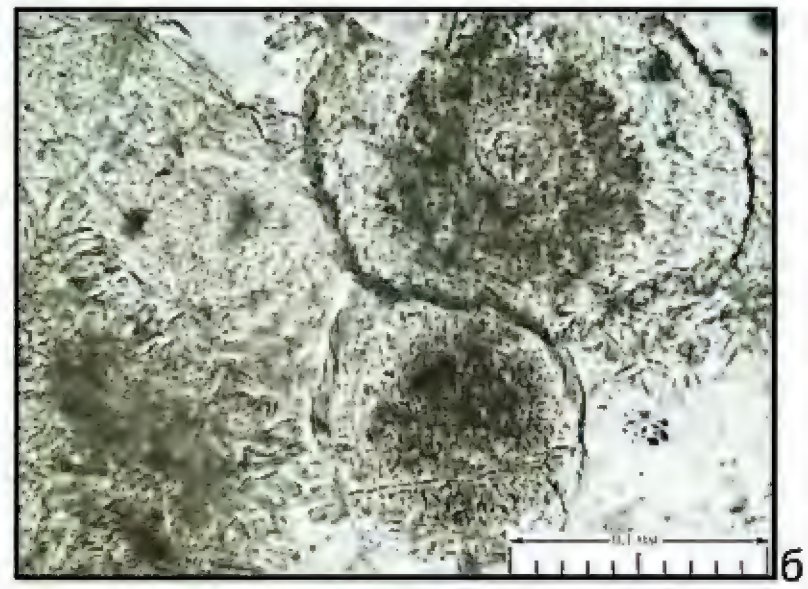
МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ АУТИГЕННЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ КАРБОНАТА КАЛЬЦИЯ ГЛЕНДОНИТОВ

Дополнительно к ранее опубликованным микроструктурным особенностям глендонитов [Гептнер и др., 1994; Гептнер и др., 2014] необходимо рассмотреть некоторые результаты исследований на сканирующем электронном микроскопе.

Изучение гранул в сканирующем микроскопе показало, что они сложены волокнами арагонита или пирамидальными образованиями. Пучки, состоящие из волокнистого карбоната, с одной стороны узкие расширяются в виде метёлки с другой.

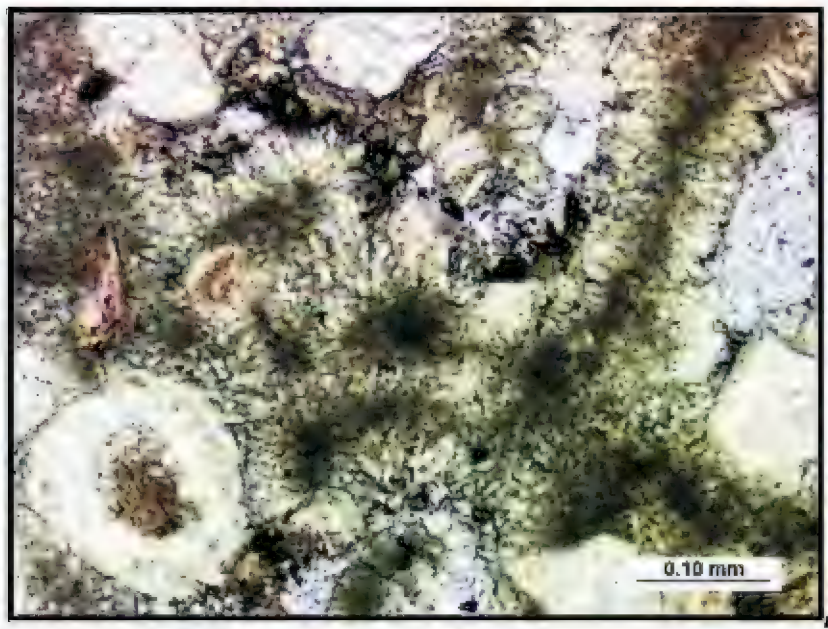


а


б

в

г



д

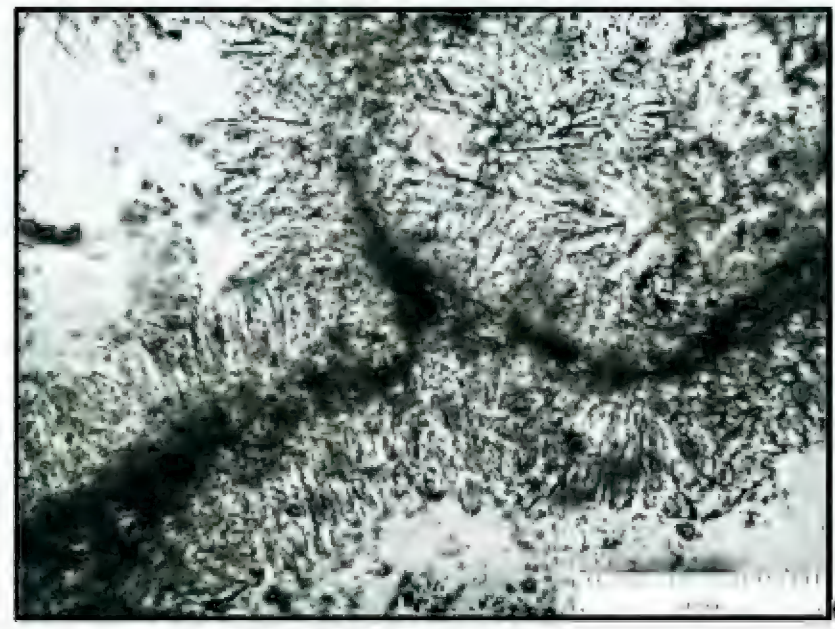
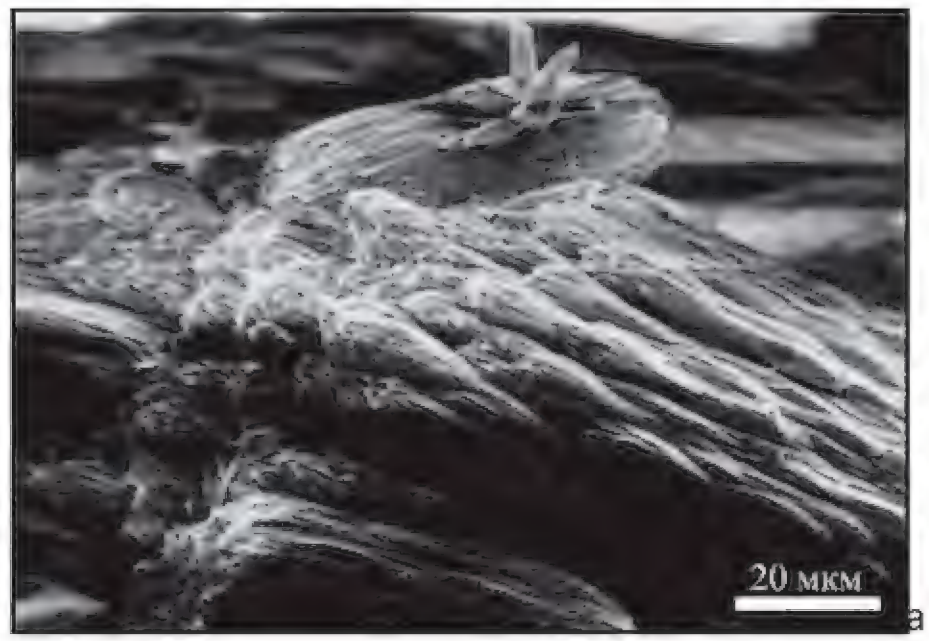

е

Рис. 6. Структурные типы аутигенных выделений карбоната в глендонитах. Фото шлифов

а, б – гранулы: а – продольный срез, б – поперечный срез, характер сочленения гранул. Неравномерное распределение тёмного вещества подчёркивает зональность строения гранул; в – шаровая структура с намечающимся делением на две половинки; г – гантелеобразная структура, образовавшаяся из двух половинок разделившегося шара; д, е – метельчатые и веерообразные скопления карбоната на нитях, гранулах и стенках полостей: д – естественный свет, е – другое поле зрения, поляризованный свет, нить располагающаяся между гранулами

В теле гранулы пучки волокон плотно прилегающие друг к другу, по длинной оси ориентированы противоположными концами, образуя вытянутые гантелеобразные структуры, (рис. 7 а, б). В торцевой части гранул располагаются расширяющиеся части пучков, пронизанные многочисленными каналами, (рис. 7 в). На поперечных и продольных срезах гранул, как было показано при исследовании шлифов, сочетание пучков образует концентрическую зональность, хорошо видную в случае неравномерного заполнения полостей непрозрачным материалом, (см. рис. 6 а, б).



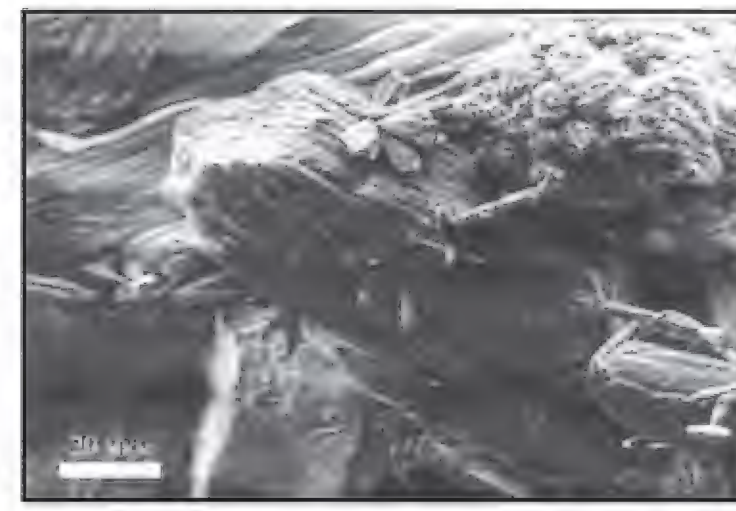
а

б

в

г

д


е

ж

з

Рис. 7. Микроструктурные типы аутигенных выделений карбоната в глендонитах, результаты исследования на сканирующем электронном микроскопе, СЭМ

а, б – гантелеобразные структуры пучков, слагающие гранулы: а – общий вид гранул, б – гантелеобразная упаковка пучков в теле гранулы; в – торцовая часть пучков, слагающих гранулу; г – гранула, состоящая из серии пирамидальных одинаково ориентированных образований, поперечный срез; д – деталь строения пирамидального образования с круглым отверстием; е–з – характер взаимоотношения внутри глендонита обломков кварца и новообразованного карбоната: е – пассивный контакт зерна кварца с гранулами; ж, з – следы интенсивного растворения на контакте кварца и волокнистых карбонатных (арагонитовых) пучков

Наблюдения в сканирующем микроскопе позволили установить, что пирамидальные структуры образуют вытянутые формы аналогичные тем, которые состоят из волокнистого арагонита. Они ориентированы по длинной оси пучка и пронизаны многочисленными круглыми отверстиями, (рис. 7 г, д).

Зёрна кварца, расположенные между гранулами, интенсивно корродированы. Располагающиеся на контакте с кварцем одиночные и группы волокнистых пучков, вероятно, возникли в процессе разрушения терригенных компонентов (рис. 7 е–з).

Глендониты из литоральных осадков Белого моря включают большое количество целых и обломки панцирей диатомовых. Диатомовые иногда столь многочисленны, что облепляют гранулы со всех сторон (рис. 8 а). Среди панцирей диатомовых выделяется две группы: с чётко видимой структурой и покрытые тонкой минерализованной

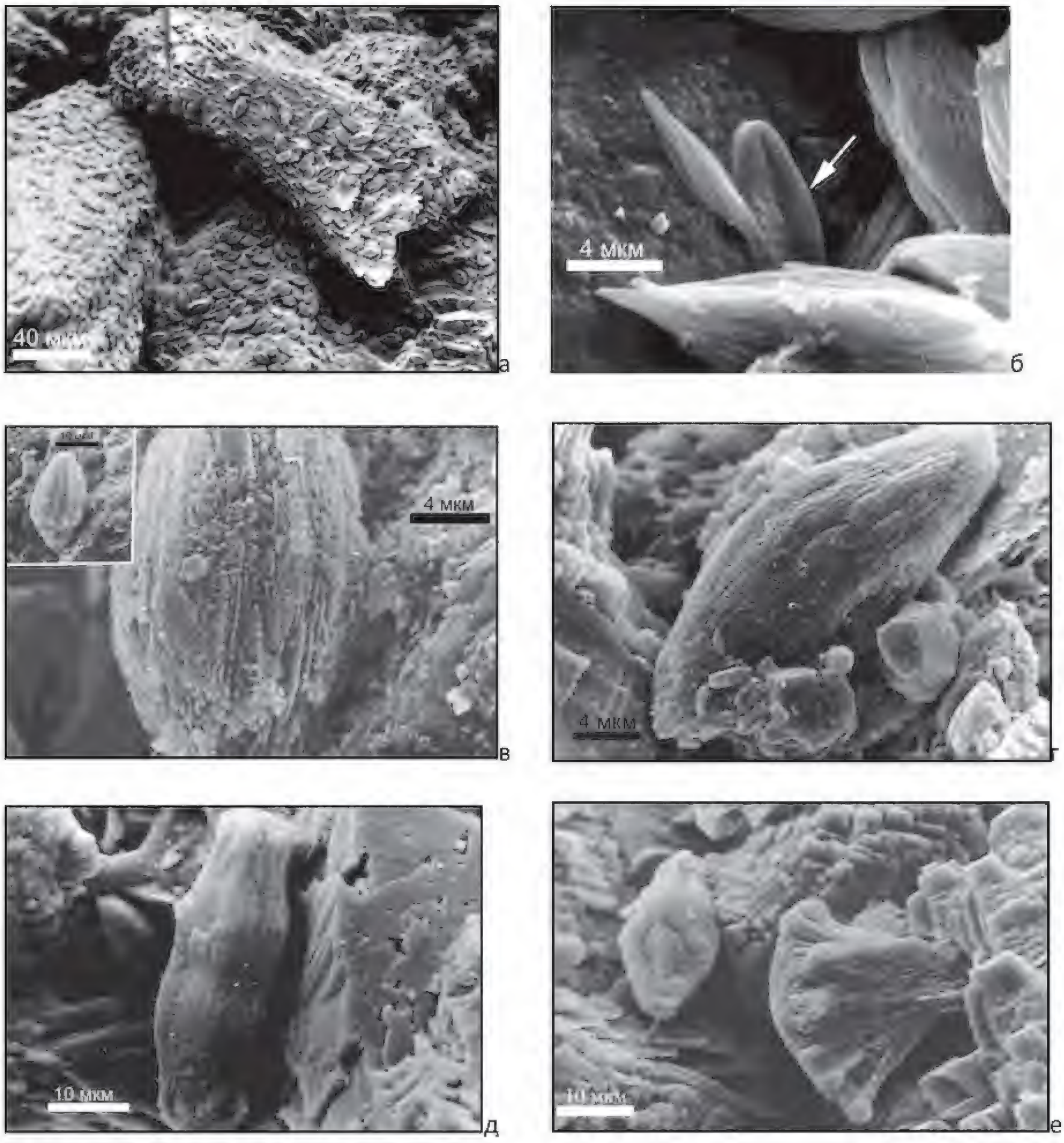


Рис. 8. Карбонатный материал, образовавшийся внутри глендонитов на поверхности панцирей диатомовых, СЭМ
а – диатомовые панцири на поверхности гранул; б – тонкая карбонатная плёнка на поверхности панциря диатомовой водоросли (стрелка), располагающейся среди волокнистых пучков арагонита; в–д – карбонатная пленка, полностью покрывающая створки панциря диатомовой водоросли; е – крупный фрагмент метельчатого карбонатного образования и панцирь диатомовой водоросли, полностью покрытый карбонатной плёнкой

плёнкой, скрывающей основные черты строения створки панциря (рис. 8 б). Здесь же присутствуют панцири диатомовых полностью покрытые карбонатным слоем. Такое карбонатное выделение на поверхности створок диатомовых отличается ребристой формой, ориентированной по длинной оси панциря, хорошо различимой сегментацией вдоль ребра на микроскопические индивидуумы (рис. 8 в–д). Повсеместно в теле глендонитов видны многочисленные метельчатые пучки волокнистого карбоната, в некоторых случаях слагающие структуры, напоминающие фрагмент внутренней структуры цветной капусты (рис. 8 е).

Одиночные метельчатые образования широко распространены в открытых полостях между гранулами, шарами, нитями и терригенными обломками (рис. 9 а). У многих шарообразных структур намечается шов, разделяющий их на две половинки. Гантелеобразная структура, образовавшиеся при разделе шара, сформирована волокнистым пучком, (рис. 9 б). Сходные формы волокнистых пучков, гантелей и гранул обнаружены в составе микроагрегатов арагонита бактериально осаждённого в лабораторных условиях [Ehrlich, 1996].

Анализ микроструктур показал, что в ёжеподобных глендонитах локально вокруг гранул, шарообразных структур и обломков терригенного материала образовались крустификационные арагонитовые каёмки (рис. 9 в, г). Там, где каёмки располагаются вокруг гранул, фиксируется их частичное растворение и замещение новообразованным карбонатным материалом, (рис. 9 д). В этой зоне в теле гранул видны структуры растворения в виде микроскопических полостей и микрорельефа из положительных форм с полосчатой ориентировкой (рис. 9 е). Можно предположить, что формирование крустификационных каёмок и разрушение гранул произошло внутри глендонитов в результате активной биохемогенной деятельности микроорганизмов. Свидетелями этой деятельности могут служить минерализованные плёнки (вероятно, минерализованный гликокаликс), покрывающие отдельные части гранул, фрамбоиды пирита и стенки больших полостей в карбонатных структурах внутренней части глендонита (рис. 9 е, ж).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Проанализированы условия залегания, состав, строение и ряд микроструктур, возникшие с точки зрения биохемогенного происхождения глендонитов за счет мобилизации газообразных углеводородов. Для района Белого моря этот источник мог быть связан с поступлением углеводородов из отложений докембрийского фундамента [Гептнер и др., 1994, см. фиг. 2].

Фундаментальное отличие икаита от глендонитов заключается в том, что кристаллы икаита, судя по литературным данным, не содержат терригенный материал, формируясь на поверхности или в верхнем слое осадка и «раздвигая» осадочные компоненты [Selleck, et al., 2007]. Напротив, глендониты, особенно на начальной стадии образования, включают большое количество различных компонентов терригенного осадка (минералы, обломки раковин, панцири диатомовых водорослей).

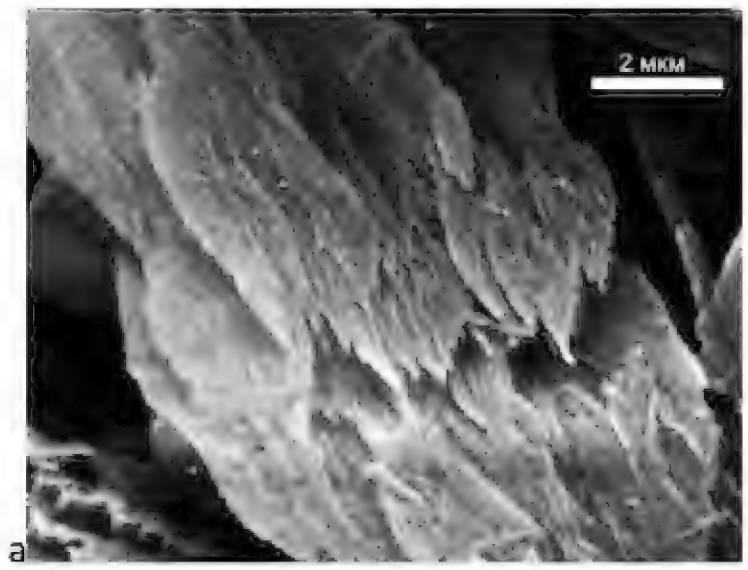
Литологические исследования свидетельствуют о том, что глендониты и ассоциирующие с ними конкреции являются единственными карбонатными образованиями в рыхлых литоральных осадках Белого моря и в четвертичных отложениях Таймыра и Чукотки. Результаты минералого-петрографических исследований определенно указывают на то, что глендониты образуются ещё в слое рыхлого осадка, а их размер увеличивается, захватывая терригенные и органогенные (раковины) компоненты. Формирование глендонитов в слое осадка сопровождается интенсивным разрушением включенных в них терригенных компонентов и образованием ряда микроструктур карбонатного состава, вероятно, арагонита.

Последовательность формирования и рост лучей глендонитов определённо были установлены при их изучении в составе карбонатных конкреций [Гептнер и др., 2014, см. рис. 4 и 5].

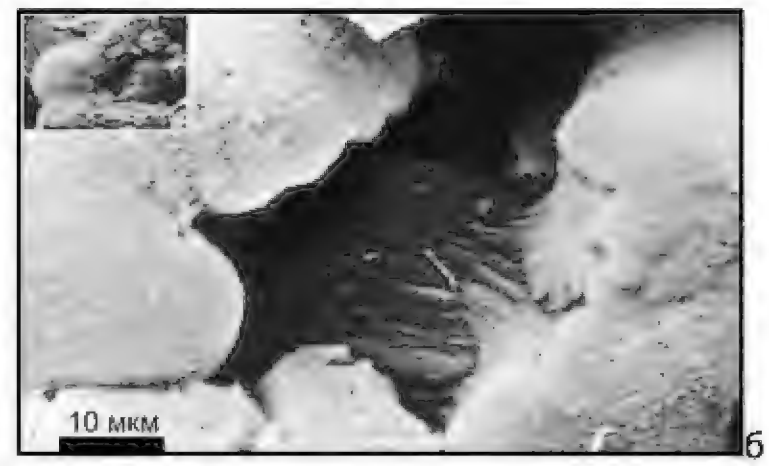
О стадиях роста и постепенном увеличении размера глендонитов свидетельствуют наблюдающийся «ступенчатый» скульптурный рисунок на поверхности граней лучей глендонитов, захват глендонитами терригенных обломков и раковин моллюсков и разрушение раковины лучами глендонита в процессе его формирования.

Результаты исследования глендонитов из современных литоральных осадков Белого моря и четвертичных Таймыра указывают на постепенный и неравномерный в пределах одного слоя процесс образования и роста глендонитов. Терригенные компоненты в глендонитах распределены неравномерно. Формирование глендонитов сопровождается разрушением минеральных и органогенных компонентов. В плотных разностях, карбонатный материал которых формировался дольше, терригенных компонентов остаётся мало или они отсутствуют. Пористые, «рыхлые» глендониты, находящиеся на ранней стадии формирования, напротив, демонстрируют большое разнообразие содержания обломочного материала и в них повсеместно видна активная коррозия обломков аутигенными карбонатами.

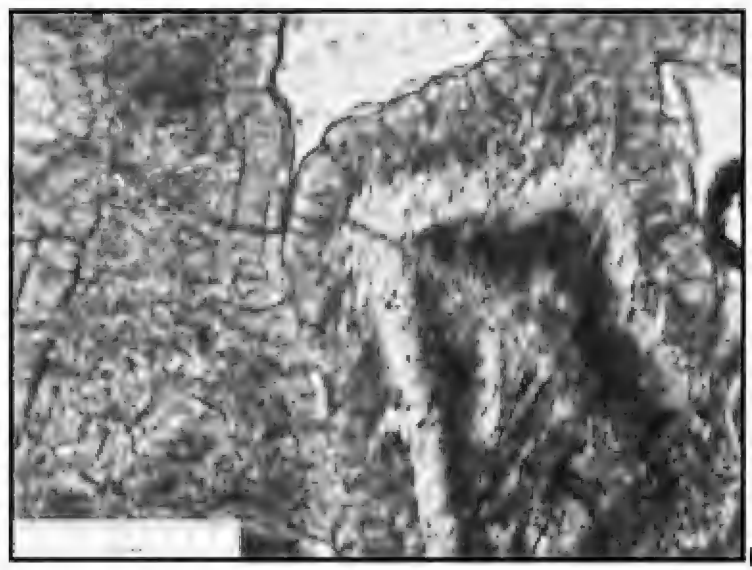
Предполагается, что главную роль в разрушении силикатного материала обломков может игра-



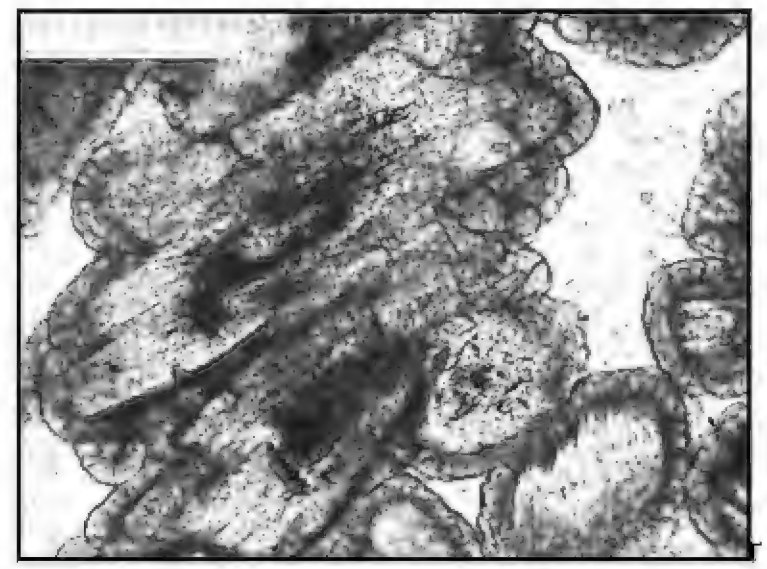
а



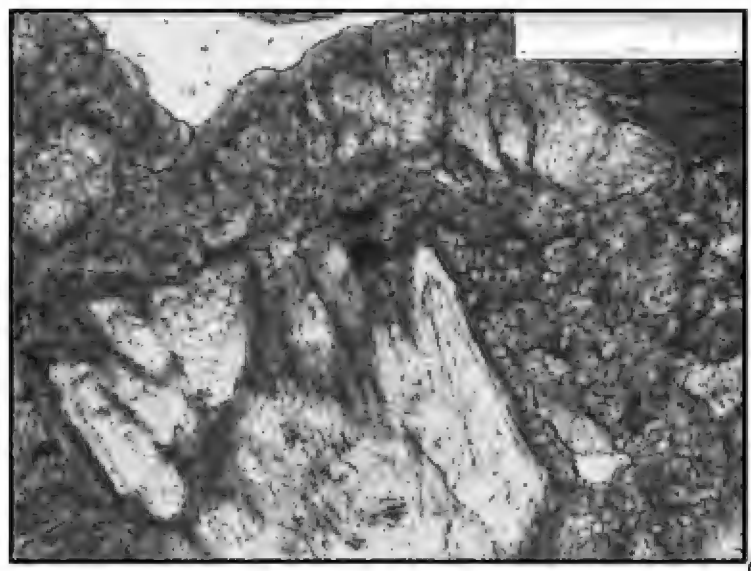
б



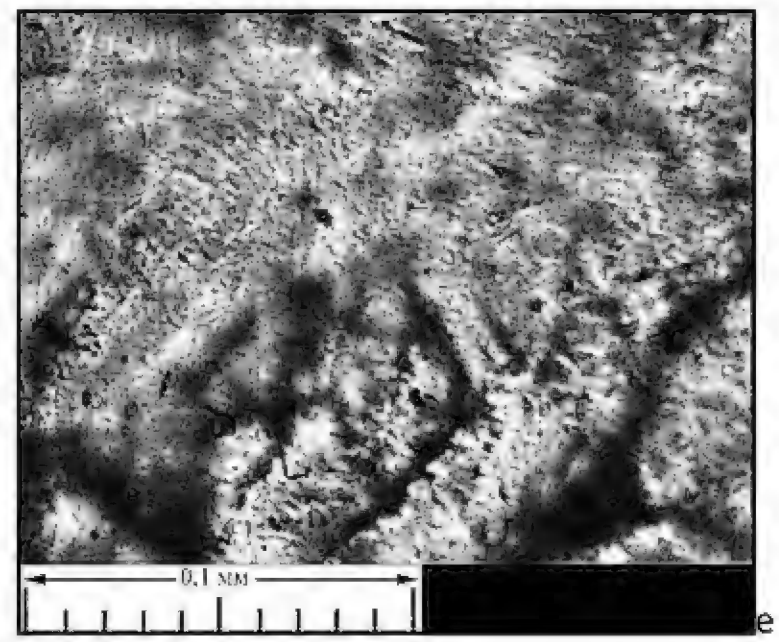
в



г

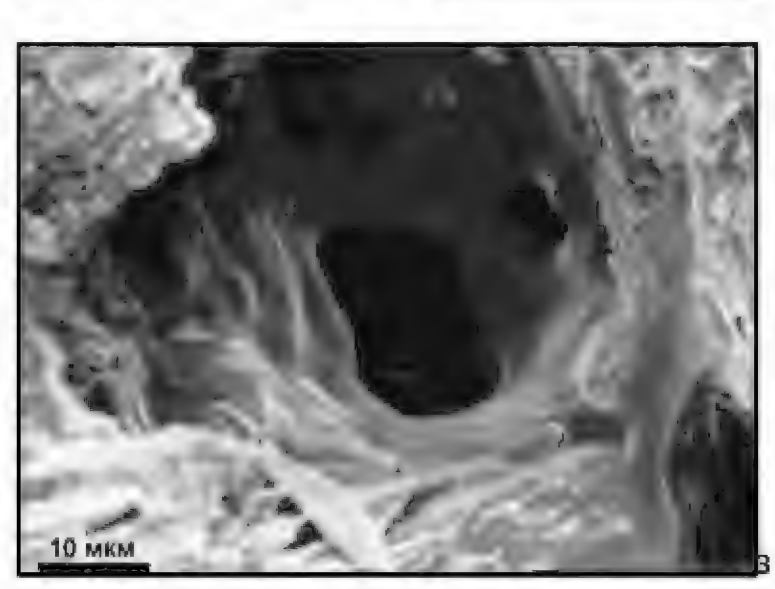


д



е

ж



з

Рис. 9. Типы микроструктур в глендонитах – свидетели микробиохимической деятельности

а – одиночные метельчатые структуры в полостях глендонита, СЭМ; б – гантелеобразные структуры, образовавшиеся из двух полушарий и перемычки из волокнистой структуры, сходной по структуре с гранулой, СЭМ; в, г – гранула с крустификационной арагонитовой каймой, фото шлифа; д – гранула со следами растворения и замещения арагонитом, непосредственно связанным с крустификационной каймой, фото шлифа; е – структура растворения на поверхности сохранившейся части гранулы, фото шлифа; ж, з – тонкая плёнка – минерализованный гликокаликс внутри пористого глендонита, СЭМ: ж – панцирь диатмовой водоросли (стрелка), выделение пирита и стенки пористого пространства, з – крупная полость между гранулами

ет микробиота. Свидетельством этого являются волокнистые разности карбонатов, широко развитые в глендонитах и представленные в виде единичных иди скоплений метельчатых образований, их пучков и гранул, часто сконцентрированных около или непосредственно соприкасающиеся с разрушающимся минеральным объектом.

Морфологически эти образования похожи на карбонатные (арагонитовые) выделения, формировавшиеся в различных природных обстановках и в лабораторных условиях при участии бактерий [Астафьева и др., 2011; Chafetz, Guidry, 1999; Wright, 1999; Janssen et al., 1999; Ehrlich, 1995].

Свидетелями активной бактериальной деятельности в глендонитах служат минерализованные нити и плёнки, наблюдающиеся внутри глендонитов в полостях и на поверхности микропетрографических структур. Подтверждением бактериального способа карбонатной минерализации внутри глендонитов служит также наличие карбонатного чехла на поверхности некоторых панцирей диатомовых водорослей и минерализованные плёнки гликокаликса, обнаруженные внутри комплекса карбонатных микроструктур в глендонитах из литоральных осадков Белого моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приводятся результаты исследований, дополняющие выдвинутое ранее представление о биохемогенном формировании карбоната глендонитов.

Анализ характера взаимоотношения глендонитов с вмещающими осадками, особенности формы и строение свидетельствует о постепенном и неравномерном в пределах одного слоя увеличении размеров этих образований. Детально изученный комплекс карбонатных микроструктур глендонитов даёт достаточно оснований для предположения о биохимогенной их природе. Для уточнения этого предположения необходимо провести дополнительные биохимические и геохимические исследования на местонахождении беломорских глендонитов у устья реки Оленица (Терский берег, Кольский полуостров) с целью выявления в осадках признаков метановых сипов из реликтовых газогидратных залежей или иных скоплений природного газа в подстилающих толщах. Перспективность таких исследований очевидна при широком распространении явления эмиссии метана в арктических районах [Друщиц, Садчикова, 2017].

Рассмотренные материалы не позволяют согласиться с широко распространённым в литературе мнением о формировании глендонитов при изоморфном замещении кристаллов икаита. Анализ изотопного состава беломорских глендонитов [Гептнер и др., 2014] и сопоставление с соответствующими данными по икаиту указывают на то, что карбонаты глендонитов (ватерит, арагонит, кальцит), появляющиеся в осадке при активном участии бактерий, могли формироваться в более широком диапазоне условий при наличии органического углерода или поступления метана биогенного происхождения из подстилающих отложений.

Литература

Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с. 71 фототаблица.

Гептнер А.Р., Покровский Б.Г., Садчикова Т.А., Сулержицкий Л.Д., Черняховский А.Г Локальная карбонатизация осадков Белого моря (концепция микробиологического образования) //Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5, С. 3–22.

Гептнер А.Р., Ветошкина О.С., Петрова В.В. Новые данные о составе стабильных изотопов глендонитов Белого моря и их генезис // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6, с. 506–424.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Природные условия образования и сохранения континентальных гидратов метана на арктических континентальных окраинах // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2017. № 75, с. 135–146.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125–141.

Тугарова М.А. Карбонатные микробиолиты, строение, состав, генезис. Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. 2016. Санкт-Петербург. ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»

Ehrlich H.L. Geomicrobiology.N.Y.: Marcel Dekker, 1995. 719 p.

Greinert J., Derkachev A., Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related Ikaite/glendonite formation // Marine Geology 2004. V. 204. P. 129–144.

David N.W.E., Taylor I.G., Woolnough W.G., Faxall H.G. Occurrence of the pseudomorph glendonite in New South Wales. Records Geol. Surw. N.S. Wales, 1905, v. 8. Pt 2. P. 161–179.

Janssen A., Swennen R., Podoor N., Keppens E. Biological and diagenetic influence in Recent and fossil tufa deposits from Belgium // Sedimentary Geology. 1999. V. 126. P. 75–95.

Carr P., Jones B., Selleck B. The father of mineralogy, his son, and frozen prawns – the cool mineral connection. Abstracts. Number 76. SGGMP – Port Macquarie. 2005. P. 33–36.

Carr P.F., Jones B.G., Middleton R.G., Precursor and formation of glendonites in the Sydney Basin // Australian Mineralogist. 1989. V. 4. P. 3–12.

Chafetz H.S., Guidry S.A. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and raycrystal shrubs: bacterial vs abiotic precipitation // Sedimentary Geology. 1999. V. 126. P. 57–74.

Morales C., Rogov M., Wierzbowski H., Ershova V., at al., Glendonites track methane seepage in Mesozoic polar seas // GEOLOGY, Geological Society of America. 2017. doi:10.1130/G38967.1

Selleck B.W., Car P.F., Jone B.G. A Review and Synthesis of Glendonites (Pseudomorphs after Ikait) with new data: Assessing Applicability as Recorders of Ancient Coldwater Conditions // J. Sedimentary Research. 2007. V. 77. P. 980–991. doi: 10.2110/jsr.2007.087.

Suess E., Balzer W., Hesse K.F. et al. Calcium carbonate hexahydrate from organic_rich sediments of the Antarctic shelf; precursors of glendonites // Science. 1982. V. 216. P. 1128–1131.

Swainson I.P. Hammond R.P. Ikaite, CaCO3 6H2O: cold comfort for glendonites as paleothermometers // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1530–1533.

Wright D. The role of sulphate_reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia // Sedimentary Geology. 1999. V. 126. P. 147–157.

Astaf'yeva M.M., Gerasimenko L.M., Geptner A.R. i dr. Iskopayemyye bakterii i drugiye mikroorganizmy v zemnykh porodakh i astromaterialakh. M.: PIN RAN, 2011. 172 s. 71 fototablitsa.

Geptner A.R., Pokrovskiy B.G., Sadchikova T.A., Sulerzhitskiy L.D., Chernyakhovskiy A.G Lokal'naya karbonatizatsiya osadkov Belogo morya (kontseptsiya mikrobiologicheskogo obrazovaniya) //Litologiya i poleznyye iskopayemyye. 1994. № 5, S. 3–22.

Geptner A.R., Vetoshkina O.S., Petrova V.V. Novyye dannyye o sostave stabil'nykh izotopov glendonitov Belogo morya i ikh genezis // Litologiya i poleznyye iskopayemyye. 2014. № 6, s. 506–424.

Drushchits V.A., Sadchikova T.A. Prirodnyye usloviya obrazovaniya i sokhraneniya kontinental'nykh gidratov metana na arkticheskikh kontinental'nykh okrainakh // Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. 2017. № 75, s. 135–146.

Kaplan M.Ye. Kal'tsitovyye psevdomorfozy (psevdogeylyussit, yarovit, tinolit, glendonit, gennoyshi, belomorskiye rogul'ki) v osadochnykh porodakh. Proiskhozhdeniye psevdomorfoz // Litologiya i polez. iskopayemyye. 1979. № 5. S. 125–141.

Tugarova M.A. Karbonatnyye mikrobiolity, stroyeniye, sostav, genezis. Avtoreferat dissertatsii na soiskaniye uchonoy stepeni doktora geologo-mineralogicheskikh nauk. 2016. Sankt-Peterburg. FGUP «VNIIOkeangeologiya im. I.S. Gramberga»

A.R. Geptner

BIOCHEMICAL GENESIS OF GLENDONITES

New data are presenting which complementing an idea of biochemical genesis of glendonites. Recent glendonites have been studied from littoral sediments of White Sea, Pleistocene deposits of Taimyr and Chukchi Peninsula. Several specified carbon microstructure allow approve of biochemical origin of glendonites and hydrocarbons as possible environment for microbe activity.

Key words: glendonite, littoral sediments, White Sea, Pleistocene, Taimyr, Chukotka

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

ПАЛЕОПОЧВЫ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ Г. РАМЕНСКОЕ (МОСКОВСКАЯ ОБЛ.), ИХ СТРОЕНИЕ И ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

С.В. Наугольных

Геологический институт РАН, Москва, naugolnykh@list.ru

Статья посвящена верхнеплейстоценовым отложениям, обнажающимся в нескольких разрезах, расположенных в ближайших окрестностях г. Раменское, Московская область, Россия. Триразрезавключаютодновозрастные палеопочвы (ископаемыепочвы, FPS-профили), развитые в различной степени. С палеопочвами ассоциативно связаны находки кремневых орудий позднепалеолитического облика. Абсолютный возраст палеопочвенного профиля определен радиоуглеродным методом; возраст составил 22 460±330 лет. Хорошо развитые палеопочвы включают остатки корневых систем высших растений, сохранившихся *insitu*,лимонитовые и силикатные/карбонатные почвенные нодули, а также солифлюкционные нарушения и следы морозобойных клиньев. Палеопочвы могут быть интерпретированы как надмерзлотные. Предложена предполагаемая реконструкция катены.

Ключевыеслова. Квартер, позднийплейстоцен, палеопочвы, FPS-профили, палеолитические кремневые орудия, археология, реконструкция катены.

Геолого-стратиграфические и палеоэкологические работы, прямо или косвенно связанные с палеопочвенной тематикой, становятся все более и более актуальными в последние годы, причем это касается как древних, докайнозойских палеопочв (Retallack, 1982, 2001: Retallack et al., 2002; Алексеева и др., 2013 [Alekseeva et al., 2013], etc), так и сравнительно молодых, плейстоценовых и голоценовых палеопочв, изучающихся в широком контексте (Rusakov et al., 2003; Герасимова и др., 2007 [Gerasimova et al., 2007]; Величко, 2009 [Velichko, 2009]; Hoffecker et al., 2016). В последнем случае, их изучение нередко тесно связано с поиском археологических памятников, отражающих первые этапы эволюции человеческого общества.

Плейстоценовые палеопочвы центральной части Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий находились и продолжают находиться в фокусе многих мультидисциплинарных исследований (Лазуков и др., 1981 [Lazukov et al., 1981]; Dlussky, 2003; Gribchenko, Kurenkova, 2003; Nechaev, Velichko, 2003; Наугольных, 2013 [Naugolnykh, 2013]; Лаврушин и др., 2015 [Lavrushin et al., 2013]), и применение новых подходов и новых методик позволяет уточнить общую картину ландшафтных условий, существовавших в этом регионе в плейстоценовую эпоху.

Статья, предлагаемая вниманию читателей, посвящена позднеплейстоценовым палеопочвам, обнаруженным в окрестностях г. Раменское (Московская область). Интерес, который вызывают к себе эти палеопочвы, обусловлен, во-первых, наличием нескольких обнажений, позволяющим изучить эти палеопочвы во всех деталях, во-вторых, присутствием в палеопочвенном профиле мезо- и микрофоссилий различной таксономической принадлежности, от членистоногих до кутикул, проводящих элементов, корневых остатков и спор и пыльцы высших растений, и, наконец, в-третьих, находкам верхнепалеолитических кремневых орудий, ассоциативно связанных с палеопочвенными профилями.

Автор выражает искреннюю признательность коллегам С.М. Шику (Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия (РМСК) по центру и югу Русской платформы, г. Москва), Ю.А. Лаврушину, П.Н. Никольскому, А.Н. Симаковой, Н.Ю. Филипповой (Геологический институт РАН, г. Москва), Е.Н. Мащенко (Палеонтологиче-

ский институт РАН, г. Москва), П.Н. Косинцеву (Институт экологии растений и животных, Уральское отделение РАН, г. Екатеринбург), А.В. Русакову (кафедра почвоведения, Санкт-Петербургский университет, г. Санкт-Петербург) за ценные консультации и доброжелательное отношение. Регулярное участие в заседаниях Отдела каменного века Института археологии РАН (г. Москва) имело для меня большое значение в отношении формирования правильного понимания палеогеографии четвертичного периода и путей эволюции человека в палеолите. Автор признателен всем коллегам, так или иначе способствовавшим подготовке и публикации этой работы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В основу работы были положены многолетние наблюдения автора, сделанные во время самостоятельных геолого-стратиграфических экскурсий по Раменскому району Московской области, который, вместе с ближайшими окрестностями, в краеведческой литературе нередко называется Раменьем.

Были изучены шесть разрезов плейстоценовых отложений, расположенных как непосредственно в черте г. Раменское, так и в Раменском районе (рис. 1). Всем разрезам для удобства цитирования были присвоены собственные аббревиированные названия: R1–R2.

R1 – серия временных и постоянных обнажений, образующих единую систему, расположенных по северному и северо-восточному берегу Борисо-Глебского озера в историческом центре г. Раменское, на второй надпойменной террасе р. Москвы. Самое представительное обнажение располагалось в строительном котловане у профилактория, рядом с дворцом спорта «Борисоглебский». В разрезах R1 обнажены аллювиальные отложения, представленные песками и супесями с маломощными прослоями слабо сцементированных ожелезненных песчаников с лимонитовыми конкрециями, относящиеся к валдайскому интервалу (надгоризонту) верхнего плейстоцена (Барашкова и др., 1999 [Barashkova et al., 1999]).

В наиболее представительном разрезе (рис. 2, 3, А) обнажен слой 1, представленный желтовато-бежевым песком и супесью, видимой мощностью

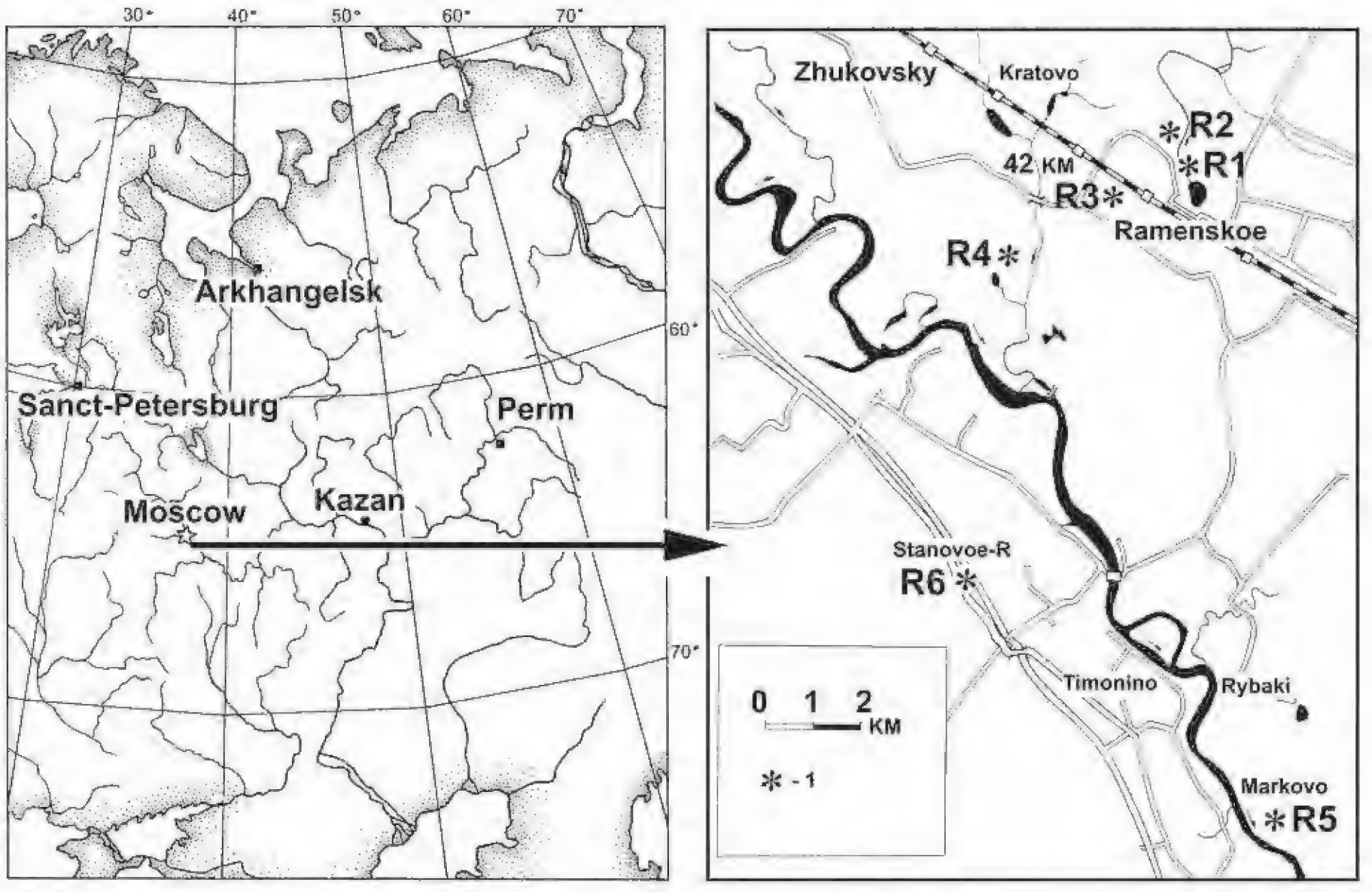


Рис. 1. Географическое и стратиграфическое расположение изученных разрезов. Карта района исследований; 1 – расположение изученных разрезов (отмечены символом астериска); R1–R6 – условные обозначения разрезов, под которыми данные разрезы цитируются в тексте

около 1 м, однако исходя из наблюдений, сделанных в соседних промоинах и оврагах, его мощность может достигать 3 м. Над слоем 1 расположен палеопочвенный профиль (условный слой 2), маркирующийся повышенным содержанием органического углерода в верхней части, с корневыми остатками высших растений, сохранившимися в средней части профиля in situ, а также с присутствием вторичных окислов железа в средней части профиля. Мощность палеопочвенного профиля варьирует в пределах от 20 до 30 см. Над палеопочвенным профилем расположен слой 3, представленный песком и супесью от желтовато-серого до светло-коричневого цвета, без почвенных новообразований. Над слоем 3 расположена современная дерново-подзолистая почва мощностью около 50 см.

Видимая мощность валдайских отложений в группе обнажений R1 – 4 м.

R2 – разрез плейстоценовых отложений, обнажавшихся в траншее под коммуникации, находившейся у ул. Народное Имение, в 200 м к северо-западу от стадиона «Сатурн»; вторая надпойменная терраса р. Москвы. Видимая мощность валдайских отложений в траншее под коммуникации достигает 3 м.

В нижней части разреза расположен слой 1, сложенный желтовато-бежевым песком и супесью, видимой мощностью около 2 м. Над ним расположен слой 2, представленный супесью, обогащенной дисперсным лимонитом и включающей вертикально ориентированными ожелезненными ископаемыми корнями, сохранившимися in situ, соответствующий генетическому горизонту AB ископаемой почвы (FPS-профилю). Мощность этого слоя варьирует в пределах от 15 до 30 см. В слое наблюдаются нарушения, возможно, вызванные солифлюкцией. Верхняя поверхность слоя 2 осложнена гнездами песка с сизыми пятнами оглеения. Мощность этих гнезд и пятен достигает 10 см. Выше расположен слой 3, представляющий собой супесь желтовато-серого до светло-коричневого цвета, незатронутую почвообразовательными процессами, практически без посторонних включений. Над слоем 3 расположена современная дерново-подзолистая почва мощностью до 50–60 см.

R3 – временные обнажения, располагавшиеся в серии траншей под коммуникации, находившихся вдоль железнодорожного полотна между платформами «Фабричная» и «42 км»; вторая надпойменная терраса р. Москвы.

В наиболее представительном разрезе (рис. 3, В) обнажен слой 1, представленный желтовато-бежевым песком и супесью, видимой мощностью около 1 м. В слое наблюдаются клиновидные морозобойные трещины глубиной до 1 м, заполненные глинистым материалом из вышележащего слоя 2. Слой 2 сложен глиной с примазками песчанистого материала, содержит отдельные кремневые чешуйки и отщепы. Мощность слоя 2 вне зон развития морозобойных трещин варьирует в пределах 10–15 см. Над слоем 2 расположен слой 3, представленный песком и супесью от желтовато-серого до светло-коричневого цвета, без каких-либо вторичных образований. Над слоем 3 расположена современная дерново-подзолистая почва мощностью около 20–30 см.

R4 – обнажения плейстоценовых отложений, расположенные вдоль восточного берега озер Бобок и Генеральское (=Генерал); граница первой и второй надпойменных террас р. Москвы.

В береговых обрывах озер Бобок и Генеральское наблюдаются выходы песков светло-желтого цвета, первично аллювиального происхождения, но частично переработанных эоловыми процессами. Этими песками сложены ископаемые дюны, заросшие сосновым лесом, расположенные к западу от п. Новое Село. В песках изредка встречаются скопления гальки гравия, указывающие на первично аллювиальное происхождение этих отложений. Общая мощность песчаных отложений, обнаженных по берегам озер Бобок и Генеральское, составляет около 6 м.

R5 – песчаный карьер у с. Становое, между Рязанским и Новорязанским шоссе, в 100 м к северо-западу от АЗС «Лукойл»; третья надпойменная терраса р. Москвы.

В бортах карьера обнажены пески кварцевые, серовато-белые, местами желтовато-коричневые, с тонкими прослоями гравелитов и маломощными линзами галечников в верхней части. Общая мощность плейстоценовых песков в карьере у с. Становое составляет около 3 м.

В настоящей статье относительно подробно рассмотрены только разрезы R1–R3; остальные разрезы цитируются при ссылках на вспомогательные наблюдения, а также в аналитическом разделе, посвященном катениальной последовательности валдайских палеопочв Раменья.

Для обработки палинологических проб было использовано две основных методики: стандартная мацерация и методика «Трех фильтров», направленная на извлечение из матрикса всех органикостенных микро- и мезофоссилий, а также фитолитов (подробнее о методике см.: Наугольных, 2015 [Naugolnykh, 2015]). Собранные коллекции и препараты хранятся в Геологическом институте РАН (г. Москва).

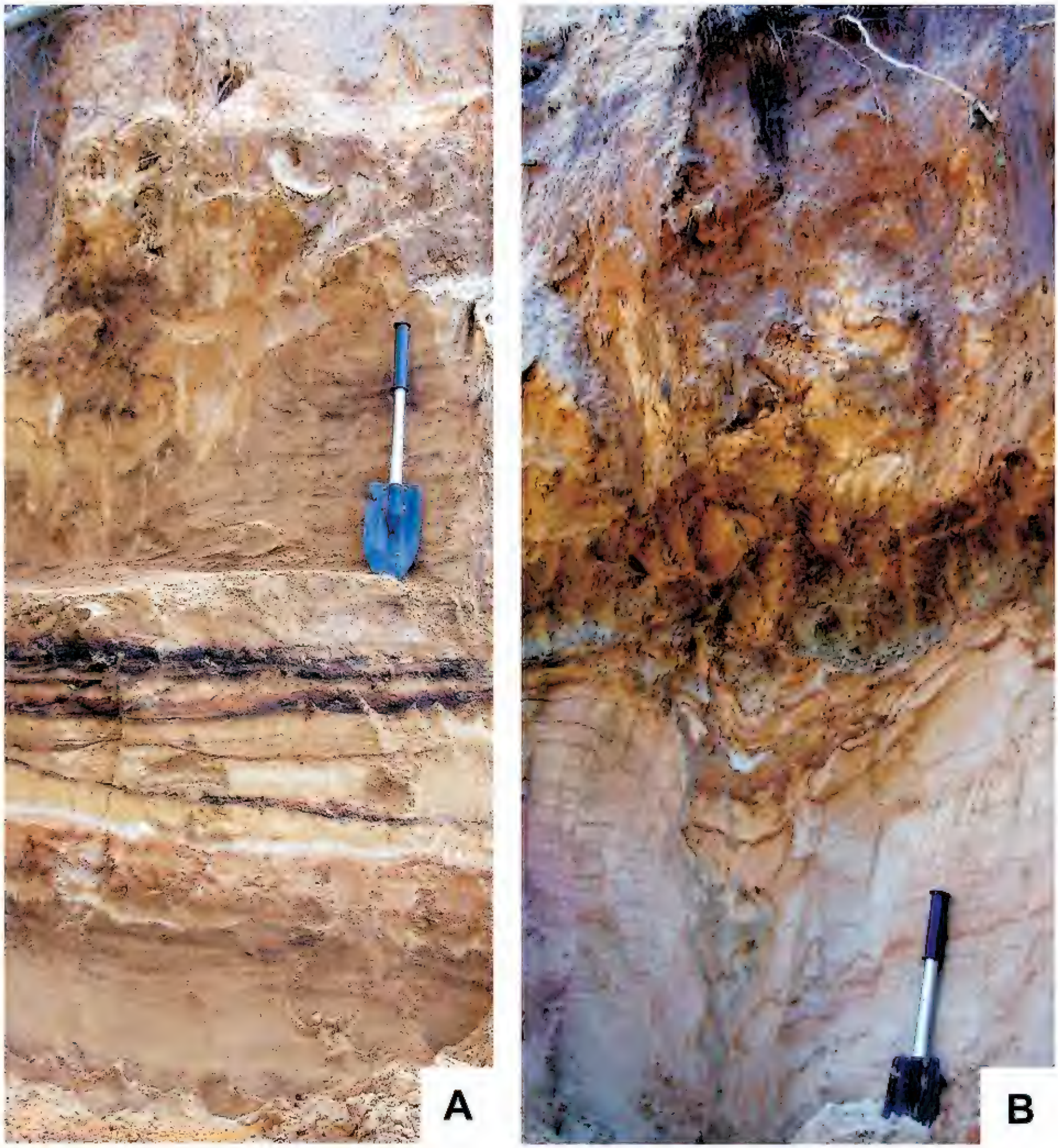


Рис. 2. Строение Раменского неоплейстоценового (валдайского) палеопочвенного профиля

А – разрез R1; В – разрез R3. Подробные объяснения и интерпретация даны на рис. 3. Для масштаба использована саперная лопатка

НАБЛЮДЕНИЯ

В разрезах R1, R2 и R3 (рис. 2, 3) на одном и том же гипсометрическом уровне (около 140 м над уровнем моря) обнаружен прослой, обогащенный гумусовым материалом, содержащий педонодули нескольких разных типов и ископаемые корни высших растений, сохранившиеся *in situ* (корни особенно хорошо представлены в разрезах R1 и R2, но практически отсутствуют в разрезе R3). Различия в строении предполагаемых палеопочвенных профилей разрезов R1, R2 и R3, по мнению автора, вызваны различным положением этих участков палеопочв в единой катениальной системе (см. ниже раздел «Возможная реконструкция катениальной последовательности валдайских палеопочв Раменья»).

Палеопочвенный профиль в разрезе R1 расположен на глубине 1–1,3 м от дневной поверхно-

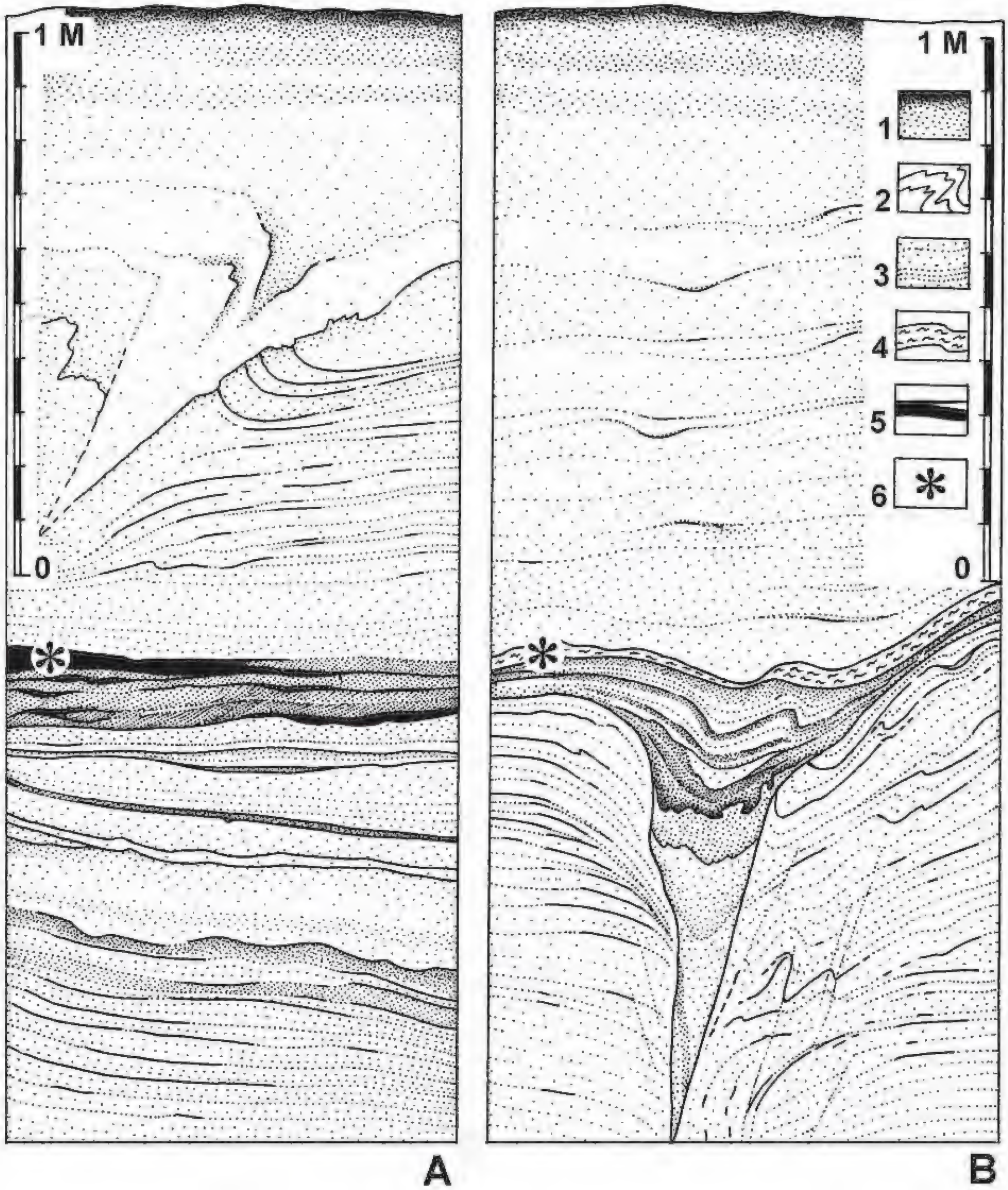


Рис. 3. Строение Раменского неоплейстоценового (валдайского) палеопочвенного профиля. Графическая дешифровка строения разрезов

А – разрез R1; с уровня, отмеченного астериском, был получен спорово-пыльцевой комплекс, найдены кремневые артефакты и определен абсолютный возраст методом радиоуглеродного датирования (лабораторный номер ИГ РАН 4151), который оказался равен 22460±330 л.н.; В – разрез R3, на уровне, отмеченном астериском, найдены кремневые отщепы и чешуйки.

1 – современная почва; 2 – солифлюкция; 3 – слоистый песок различной плотности; 4 – глинистые прослои; 5 – углистые прослои; 6 – уровни находок палеолитических артефактов.

сти, внутри толщи желтоватых валдайских песков и супесей аллювиального происхождения. Максимальная мощность палеопочвенного профиля составляет 18–19 см (рис. 4, В, С). В западном направлении мощность палеопочвенного профиля постепенно сокращается; при этом остается только плотный углистый прослой с растительными остатками, включая остатки корней, микро- и мезофоссилии, а также с кремневыми отщепами и пластинками (рис. 2, А; рис. 3, А). В основании палеопочвенного профиля находится горизонт находок палеолитических орудий, который также можно с некоторой долей условности назвать слабо развитым культурным слоем. Мощность горизонта находок не постоянна и меняется в пределах от 3,3 см до 7 см.

В палеопочвенном профиле генетический слой А проявлен очень слабо, практически не развит. Однако, возможно, что это следствие диагенетических процессов, в результате которых гумусированный материал в разрезе сохранился плохо, что часто бывает в относительно рыхлых терригенных континентальных отложениях. Генетический горизонт АВ имеет мощность 10–15 см. В верхней части генетического горизонта АВ отмечены не многочисленные, но регулярно встречающиеся карбонатные почвенные новообразования (педонодули) небольшого размера, до 1 см по наибольшему измерению, относительно изометричной округлой формы, но с неровной кавернозной внешней поверхностью. На этом же уровне в палеопочвенном профиле присутствуют тонкие, ориентированные вертикально или с небольшим наклоном ископаемые корни высших растений, внешняя поверхность которых покрыта окислами и гидроокислами железа («лимонитовой рубашкой»), которая иногда сохраняется и после полного исчезновения вещества корней и, таким образом, формирует ризоконкреции (роренштейны, «ризокреции») специфического охристого или желтовато-оранжевого оттенка. Лежащий ниже генетический горизонт В имеет мощность от 4 до 5 см. В генетическом горизонте В также встречены остатки ископаемых корней, но, в отличие от корней в генетическом горизонте АВ, они не лимонитизированы, а оглеены, и выделяются на фоне вмещающего их песка сизо-голубым цветом. Толщина внешней оглееной зоны обычно не превышает 10–16 мм при толщине корня в первые мм. Как в генетическом горизонте АВ, так и в генетическом горизонте В присутствуют глинистые кутаны. Численные данные геохимического опробования палеопочвенного профиля R1 приведены на рис. 4, А и рис. 5. В соответствии с этими данными отчетливо прослеживается уровень с вторичным ожелезнением, корреспондирующийся с повышенным содержанием Fe_2O_3 (рис. 4, А, В; пробы №№ 4 и, в особенности, 5), очевидно, отражающим временный подъем грунтовых вод в почвенном профиле. Это, в свою очередь, указывает на то, что по меньшей мере эпизодически профиль формировался в гидроморфных, подтопляемых условиях, сменявшихся осушением профиля и переходом оксида железа из закисной в окисную форму.

Гранулометрически в пробах 1–3 (рис. 4, В, С, №№ 1–3), соответствующих горизонту находок, преобладают зерна песка фракции 2d (по системе измерений М.М. Василевского) со средним диметром зерен 0,25 мм. В горизонте В палеопочвенного профиля (проба 4, рис. 4, В, С, № 4) доминирует фракция 3d со средним размером зерен 0,5 мм, при этом зерна песка (в основном, доминируют кварцевые зерна) расположены в матриксе с зернами алевритовой размерности с микрозернами около 0,05 мм в диаметре. Образец породы с уровня 4 (проба № 4) был изучен в сканирующем электронном микроскопе; при этом были обнаружены многочисленные глинистые кутаны (Наугольных, 2013, табл. II, фиг. 1–3). В генетическом горизонте АВ (проба 5; рис. 4, В, С, № 5) преобладают зерна фракции 1d с диаметром около 0,1 мм или меньше.

Из разреза R1 из культурного слоя была взята палинологическая проба, содержавшая многочисленные микро- и мезофоссилии растительного и животного происхождения. Палиноспектр включает пыльцевые зерна сосны *Pinus* (*Haploxylon*) и, в меньшем количестве, *P.* (*Diploxylon*) sp., а также споры папоротников (подробнее см.: Наугольных, 2017) Кроме этого, встречается пыльца покрытосеменных *Betula* и *Alnus*, разнообразные дисперсные кутикулы, изолированные трахеиды, корни, яйцекладки почвенных членистоногих, остатки панцирных клещей-орибатид рода *Brachypylina* (определение Е.А. Сидорчук и А.Г. Пономаренко, Палеонтологический институт РАН). Безусловно, имеющихся данных пока недостаточно для детальной реконструкции ландшафта, существовавшего во время формирования данного палеопочвенного профиля, но можно предположить, что он представлял собой перигляциальную равнину с редкими куртинами кедрового стланика *Pinus* (*Haploxylon*) и угнетенными формами ольхи и березы.

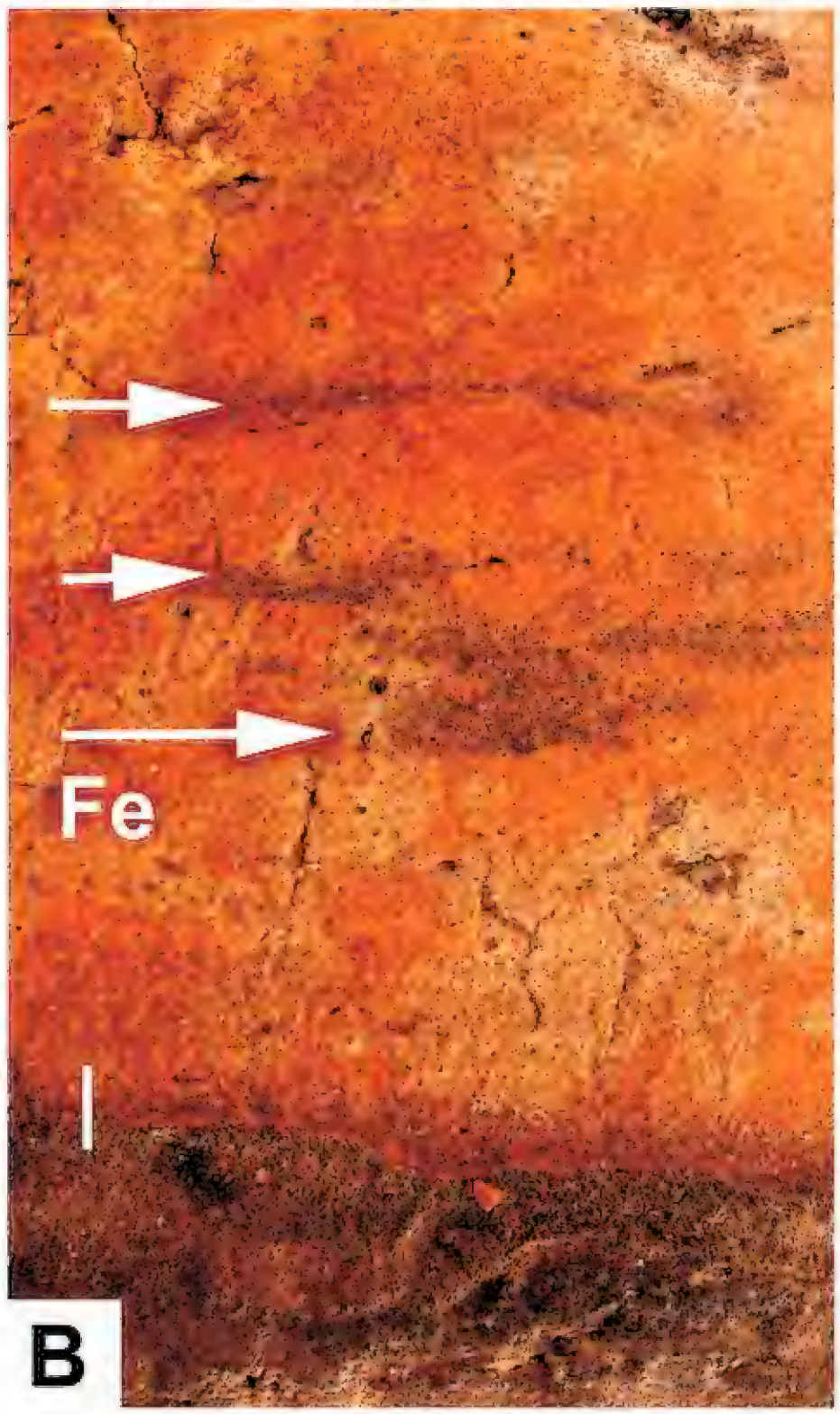
В лаборатории абсолютной геохронологии Географического института РАН (г. Москва) радиоуглеродным методом была получена датировка культурного слоя (рис. 4, В, С; уровень № 3; лабораторный номер ИГ РАН 4151). Возраст образца оказался равен 22460+330 л.н. Датировался гумусовый горизонт палеопочвенного профиля.

	лаб.№	Sample	S (PPM)	Sc (PPM)	V (PPM)	Cr (PPM)	Co (PPM)	Ni (PPM)	Cu (PPM)	Zn (PPM)	Ga (PPM)	As (PPM)	Rb (PPM)	Sr (PPM)	Y (PPM)
6	862	R1-6	184	<3,5	92	67	7,3	36	18	34	9	15	52	139	24
5	861	R1-5	208	<3,5	224	134	16	73	33	50	16	39	76	232	38
4	860	R1-4	210	<3,5	225	118	13	69	33	58	15	34	79	218	35
3	859	R1-3	176	<3,5	108	99	13	41	20	42	10	18	63	132	27
2	858	R1-2	123	8,4	107	93	9,2	31	25	48	12	12	82	131	28
1	857	R1-1	125	10,7	113	143	8,2	35	23	45	12	13	84	126	28

	лаб.№	Sample	Zr (PPM)	Nb (PPM)	Mo (PPM)	Ba (PPM)	Pb (PPM)	Th (PPM)	U (PPM)
6	862	R1-6	522	8,7	<2,0	346	18	9,0	1,6
5	861	R1-5	349	7,2	<2,0	622	37	13	2,8
4	860	R1-4	384	10	<2,0	577	36	14	2,8
3	859	R1-3	626	10	<2,0	399	21	12	2,4
2	858	R1-2	559	14	<2,0	536	18	12	1,6
1	857	R1-1	539	14	<2,0	514	15	12	2,9

A

	лаб.№	Sample	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	FeO (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	K2O (%)	Na2O (%)	P2O5 (%)	ППП(%)	Сумма (%)
6	862	R1-6	74,84	0,53	9,59	3,77	0,28	0,03	1,24	1,05	1,68	0,51	1,27	5,18	99,97
5	861	R1-5	54,64	0,68	15,9	7,86	0,27	<0,01	2,12	1,03	1,89	0,39	1,45	13,73	99,97
4	860	R1-4	55,99	0,75	15,9	6,79	0,43	<0,01	2,19	1,03	1,97	0,40	0,94	13,61	99,95
3	859	R1-3	71,58	0,65	10,9	4,45	0,42	0,04	1,42	0,85	1,91	0,56	1,12	6,02	99,95
2	858	R1-2	70,95	0,75	11,7	4,19	0,19	0,02	1,40	0,69	1,94	0,72	0,52	6,89	99,98
1	857	R1-1	71,16	0,74	11,5	4,36	0,14	0,02	1,44	0,63	1,92	0,70	0,37	7,00	99,97



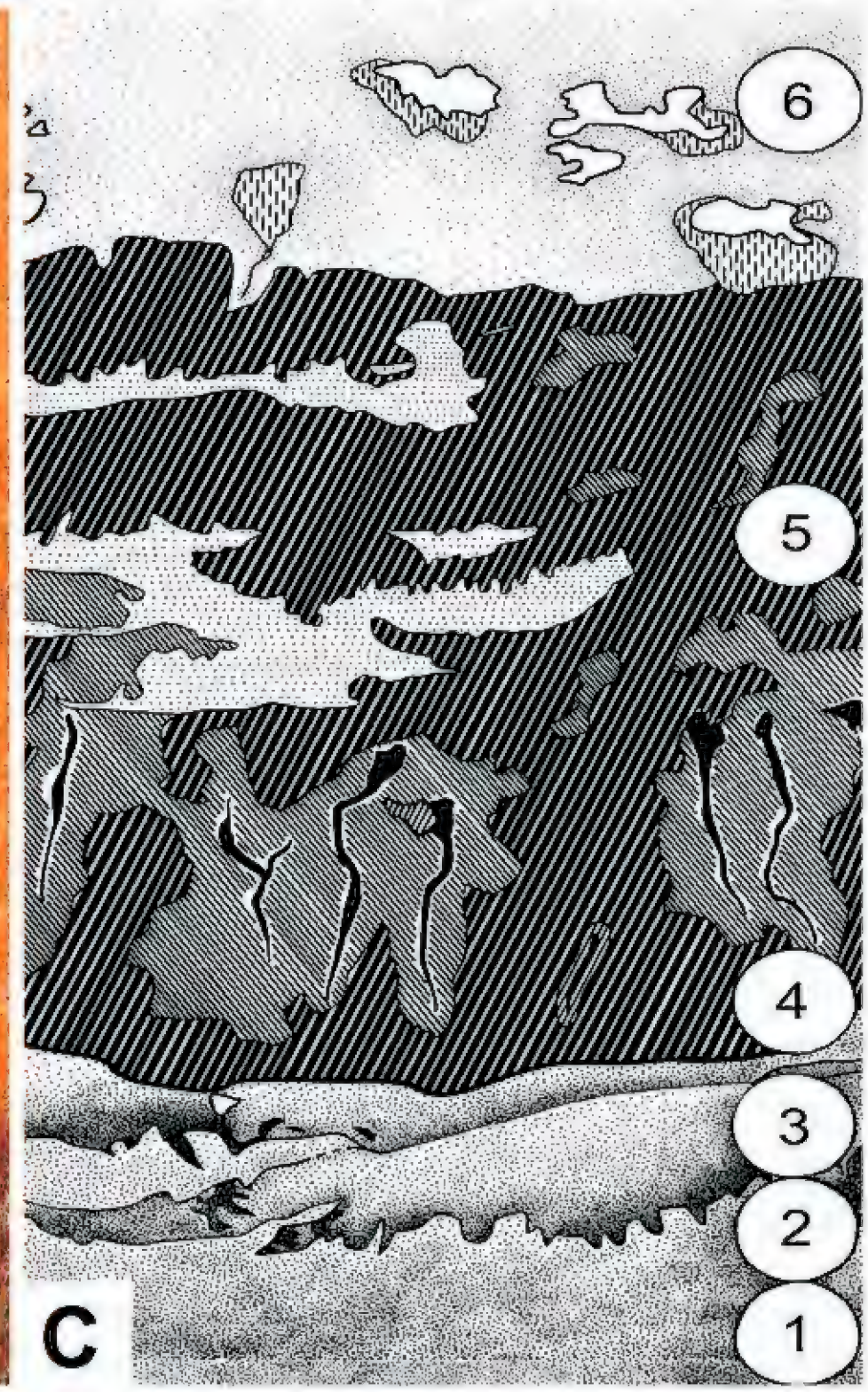


Рис. 4. Геохимическая характеристика и детали строения палеопочвенного профиля разреза R1

A – результаты геохимического опробования палеопочвенного профиля R1; номера проб соответствуют уровням взятия образов для анализов, показанных на фиг. C; B – строение палеопочвенного профиля разреза R1; C – графическая дешифровка строения палеопочвенного профиля разреза R1. Длина масштабной линейки, общей для B и C – 1 см

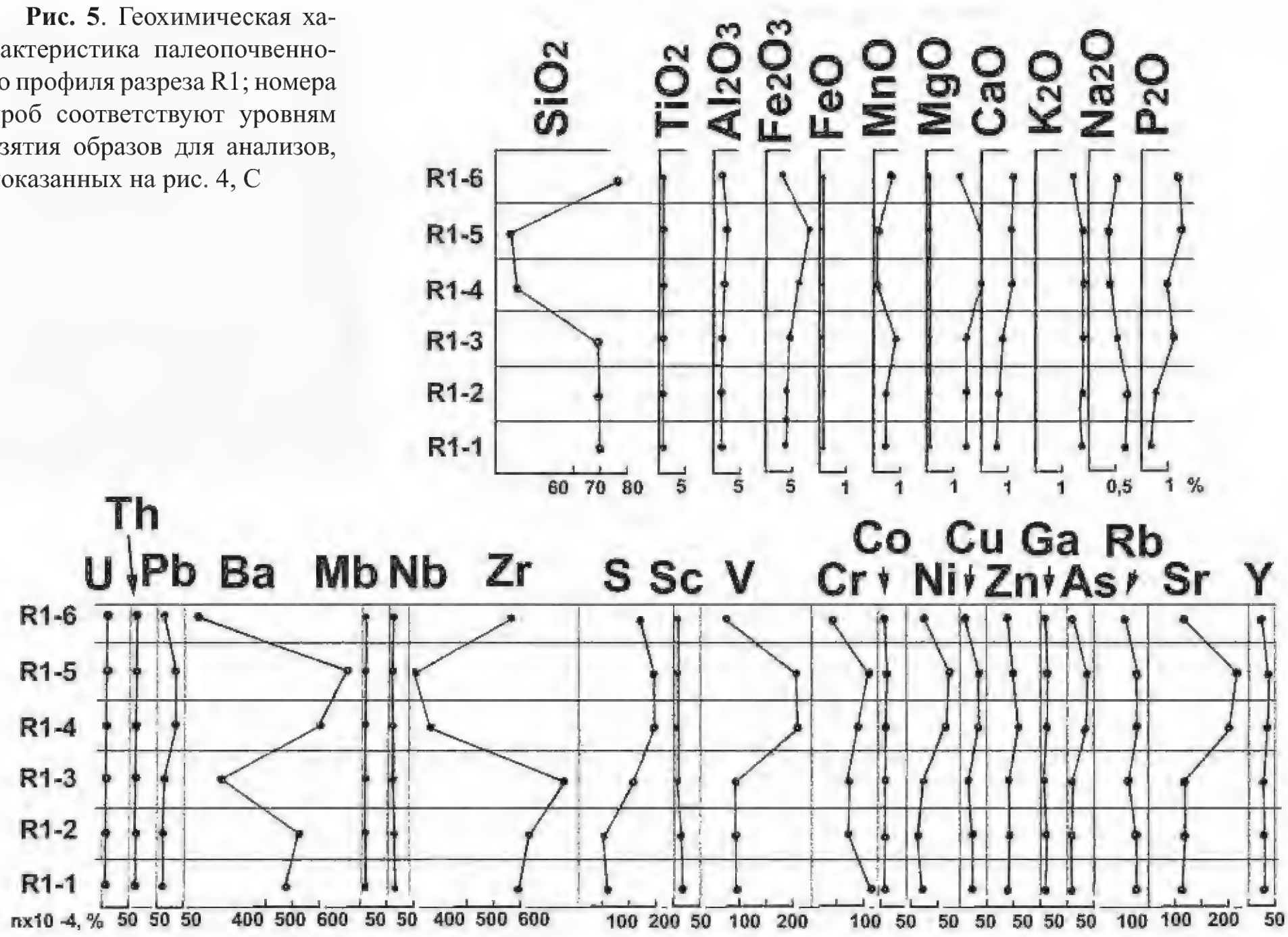


Рис. 5. Геохимическая характеристика палеопочвенного профиля разреза R1; номера проб соответствуют уровням взятия образов для анализов, показанных на рис. 4, С

Палеопочвенный профиль, обнажавшийся в разрезе R2, более хорошо развит. Гумус генетического горизонта А в этом профиле полностью замещен гидроокислами железа, однако, тем не менее, горизонт А вполне хорошо виден в разрезе, поскольку он маркируется многочисленными корневыми системами высших растений, частично замещенными лимонитом и представляющими собой вертикально ориентированные трубки различного диаметра (ризоконкреции, роренштейны), в среднем, не превышающим 1 см в диаметре. Под генетическим горизонтом А наблюдаются пятна оглеения неправильной формы, выделяющиеся в разрезе сизовато-голубым или зеленовато-сизым оттенком.

Ниже уровня с пятнами оглеения расположен генетический горизонт АВ, состоящий из супеси, в которой располагаются вертикально ориентированные корни высших растений, также замещенные гидроокислами железа. В горизонте АВ были найдены отдельные кремневые орудия: скребки, отщепы с краевой ретушью и один резец. Отмечаются явления солифлюкции. Ниже уровня с находками наблюдаются редкие морозобойные трещины, заходящие в генетический горизонт В, заполненные желтовато-оранжевым суглинком. Нижележащий горизонт В представлен светло-бежевой супесью с очень плохо сохранившимися остатками крупных стержневидных корней.

В наиболее представительном разрезе из комплекса обнажений R3 (временные шурфы под коммуникации у станции «42 км» (рис. 2, В; рис. 3, В) палеопочвенный профиль редуцирован до микропрофиля, состоящего из прослоя глины, предположительно, слабо преобразованной почвообразовательными процессами. То, что этот уровень некоторое количество времени был экспонирован на поверхности и был подвержен аэральным или субаэральным процессам, доказывается наличием крупных морозобойных трещин, расположенных сразу же под ним. Внутрь трещин проникает материал и из глинистого прослоя. В этом же прослое обнаружены редкие кремневые отщепы.

Разрезы комплекса обнажений R4 сложены, преимущественно, эоловыми отложениями, состоящими из хорошо сортированного кварцевого песка. Иногда в них встречаются прослои с гравием и мелкой галькой, очевидно, имеющие аллювиальное происхождение. Изредка здесь также

встречаются кремни со следами обработки. В районе озер Бобок и Генеральское (=Генерал) пески образуют древние дюны, заросшие сосновым лесом. По мнению С.М. Шика (личное сообщение), эти эоловые отложения связаны с эоловым переотложением валдайских песков второй надпойменной террасы р. Москвы.

Отложения, обнажающиеся в разрезе R5 у с. Становое, на третьей надпойменной (цокольной) террасе р. Москвы по ее правому берегу к северу от г. Бронницы Раменского района, тоже представлены, преимущественно, песками, но имеют существенно более древний возраст. Здесь также были обнаружены кремневые орудия, но более архаичные, чем орудия из разрезов R1-R4. Им автор планирует посвятить отдельную работу.

В строение раменской палеоповы из разрезов R1 и R2 много общего с брянским педокомплексом стоянки Сунгирь (Грибченко, Куренкова, 2011), но, по мнению С.М. Шика (личное сообщение), раменские палеопочвы правильнее относить к первому интерстадиалу первой половины позднего валдая, до максимума похолодания.

В классификационном плане, по мнению А.В. Русакова, раменские палеопочвы могут быть отнесены к надмерзлотным дерново-глеевым, на что указывает наличие морозобойных трещин и характер палеопочвенного профиля со слабо развитым гумусовым горизонтом. Это мнение разделяет и автор настоящей работы.

Кремневый инвентарь, обнаруженный в разрезах R1-R4, а также собранный в качестве подъемного материала (рис. 6, 7), представлен несколькими типологическими категориями. Наиболее многочисленны скребки с боковой (латеральной) или концевой (дистальной) ретушью, орудия с клюви-

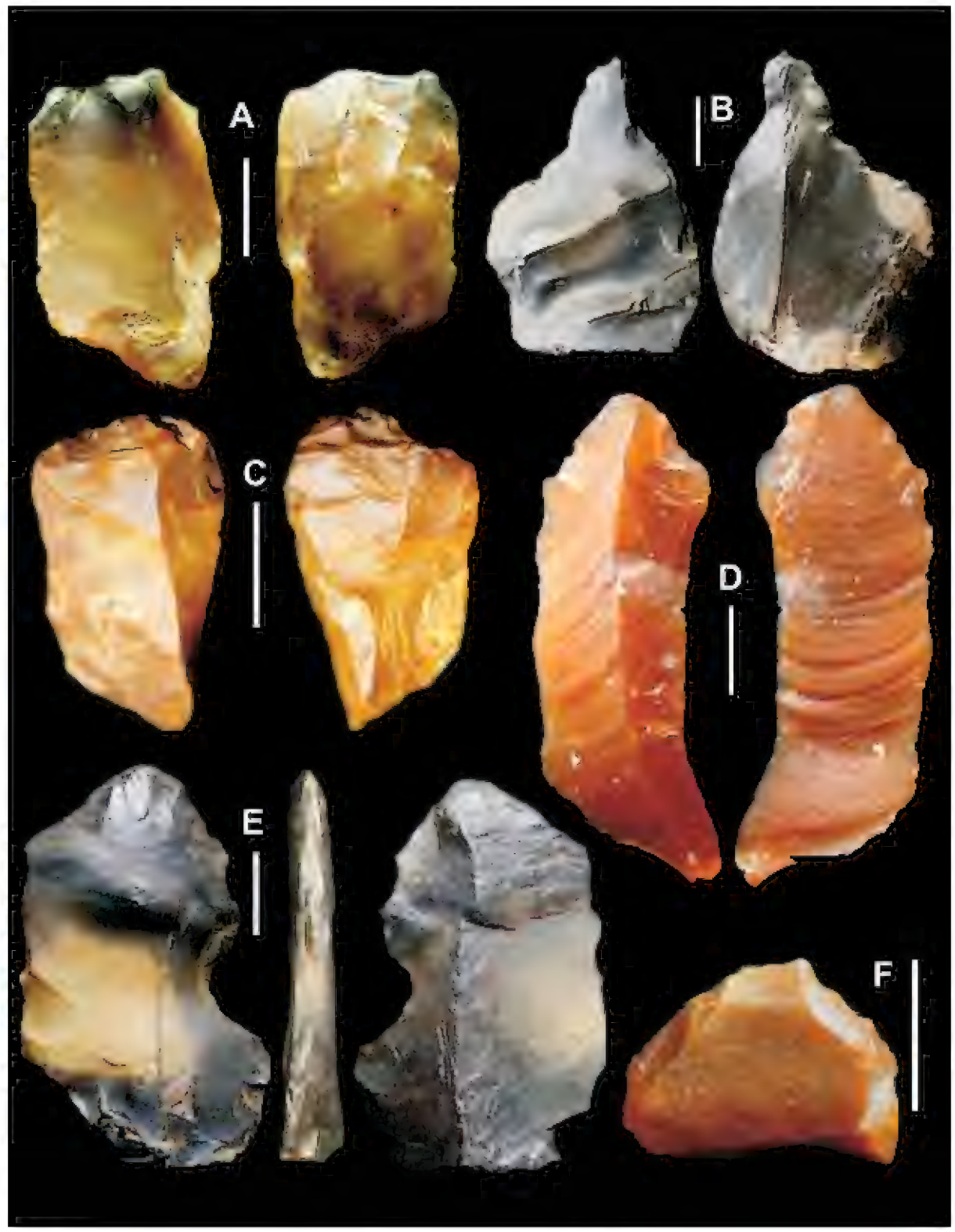


Рис. 6. Кремневые палеолитические орудия (подъемный материал) из окрестностей г. Раменское
Местонахождения: Раменский район Московской обл., левый берег р. Москвы, 700 м ниже по течению от церкви в с. Марково (A); разрез R1 (B, C, E); разрез R3 (D, F). Длина масштабной линейки – 1 см

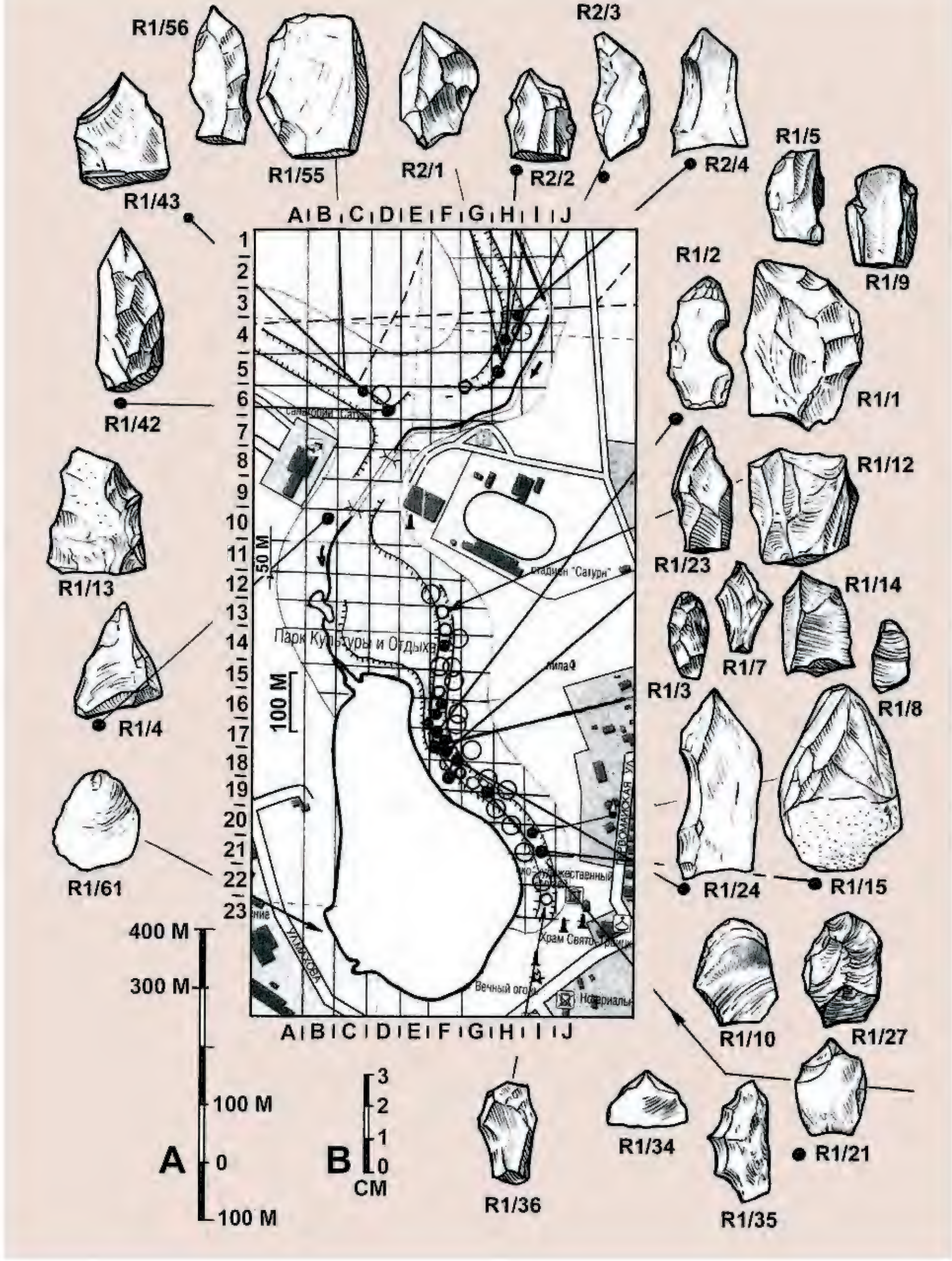


Рис. 7. Планиграфическое распределение находок палеолитических орудий (подъемный материал); местонахождение R1. Схема составлена до строительства Борисо-Глебской лыжно-роллерной трассы. Масштабные линейки: А – линейка для карты-схемы; В – линейка для кремневых орудий

ками или «носиками», проколки, резцы, скребки и ножевидные пластины с дистальной подработкой и боковой выемкой, нуклеусы и, возможно, наконечники. Вместе с кремневыми орудиями часто встречаются кварцитовые отбойники округлой формы. Сырьем для изготовления орудий, очевидно, служили кремневые желваки, часто встречающиеся в плейстоценовых флювиогляциальных отложениях Раменского района. Сами желваки происходят из размытых каменноугольных отложений и часто содержат ископаемые остатки морских беспозвоночных каменноугольного возраста. Морфологически сходные орудия известны из многих палеолитических памятников, расположенных на Русской платформе, причем в некоторых случаях подобие найденных в Раменье орудий и орудий из других верхнепалеолитических памятников исключительно высоко (см., например, здесь рис. 6, С и орудие из рессетинской культуры, изображенное в: Сорокин, 2013, рис. 27, фиг. 37; или орудие, изображенное в: Наугольных, 2013, рис. 5,фиг. 5, табл. IV, фиг. 5 и орудие, изображенное в: Сорокин, 2013, рис. 28, фиг. 19; изображенное здесь рис. 6, В и орудие, изображенное в: Сорокин, 2013, рис. 28, фиг. 2).

Присутствие в Раменском районе палеолитических памятников уже неоднократно обсуждалось в литературе (Фролов, 1984; Трусов, 2011), но находки кремневого инвентаря происходили, в основном, из местонахождение Заозерье. Эти сведения были дополнены автором (Наугольных, 2013). Наиболее многочисленные кремневые орудия были собраны по берегам Борисо-Глебского озера (рис. 7). Представляется необходимым в перспективе провести здесь разведочные раскопки специалистами–археологами при условии официального оформления открытого листа на изучение этого памятника.

ВОЗМОЖНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ КАТЕНИАЛЬНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВАЛДАЙСКИХ ПАЛЕОПОЧВ РАМЕНЬЯ

Как уже было кратко отмечено выше, палеопочвенные профили разрезов R1 и R2 и уровень с признаками субаэральной экспозиции в разрезе R3 имеют один и тот же возраст и образуют единую катениальную систему, отражающую как гипсометрическое положение отдельных звеньев катены, так и удаленность от русла р. Москвы (рис. 8, А). К разрезам R1-R3, расположенным на второй надпойменной террасе р. Москвы, примыкает разрез R4, который, хоть и расположен на границе второй и первой террас р. Москвы и, поэтому, более молодой, все равно частично сложен переотложенными валдайскими дюнными отложениями и, поэтому, может условно рассматриваться как часть той же катениальной системы.

Самое удаленное от русла катениальное звено (KS3) соответствует хорошо развитому палеопочвенному профилю разреза R2 (рис. 8, В); ближе к руслу располагается палеопочва разреза (группы разрезов) R1 (рис. 8, С) с менее проработанным профилем; еще ближе к руслу расположен уровень с морозобойными трещинами и признаками субаэральной или аэральной экспозиции из разреза R3 (рис. 8, D). Замыкают катениальную последовательность эоловые (дюнные) отложения разреза R4.

Литература

Алексеева Т.В., Кабанов П.Б., Алексеев А.О., Губин С.В., Наугольных С.В., Алексеева В.А., Елфимов Е.И. Палеопочвы девона Воронежской антеклизы (Павловский карьер) // Палеострат-2013. М.: Палеонтологический институт РАН. Тезисы докладов. 2013. С. 8–9.

Барашкова З.К., Шик С.М., Кириков В.П. Государственная геологическая карта Российской федерации (новая серия). Масштаб 1:1000000. Карта четвертичных образований. N-37, (38). Москва. Карта, объяснительная записка. Санкт-Петербург: Издательство ВСЕГЕИ. 1999.

Величко А.А. (отв. ред.). Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. М.: Геос, 2009. 120 с.

Герасимова М.М., Астахов С.Н., Величко А.А. Палеолитический человек, его материальная культура и природная среда обитания. СПб: Нестор-История, 2007. 240 с.

Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Особенности первичного освоения севера Восточной Европы человеком позднего палеолита // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Выпуск 3. Материалы Всероссийской научной конференции «Марсковские чтения 2010 года». М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 419–429.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Недумов Р.И., Холмовой Г.В. Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите центра Восточной Европы (основы седиментологопалеозоологической концепции возникновения кладбищ мамонтов). М: Геос, 2015. 88 с.

Лазуков Г.И., Гвоздовер М.Д., Рогинский Я.Я., Урысон М.И., Харитонов В.М., Якимов В.П. Природа и древний человек. Основные этапы развития природы палеолитического человека и его культуры на территории СССР в плейстоцене. М.: Мысль, 1981. 223 с.

Наугольных С.В. Позднеплейстоценовые (валдайские) палеопочвы окрестностей г. Раменское (Московская область): морфологические особенности и археологический контекст // Объекты палеонтологического и геологического наследия и роль музеев в их изучении и охране. Кунгур: Кунгурский историко-

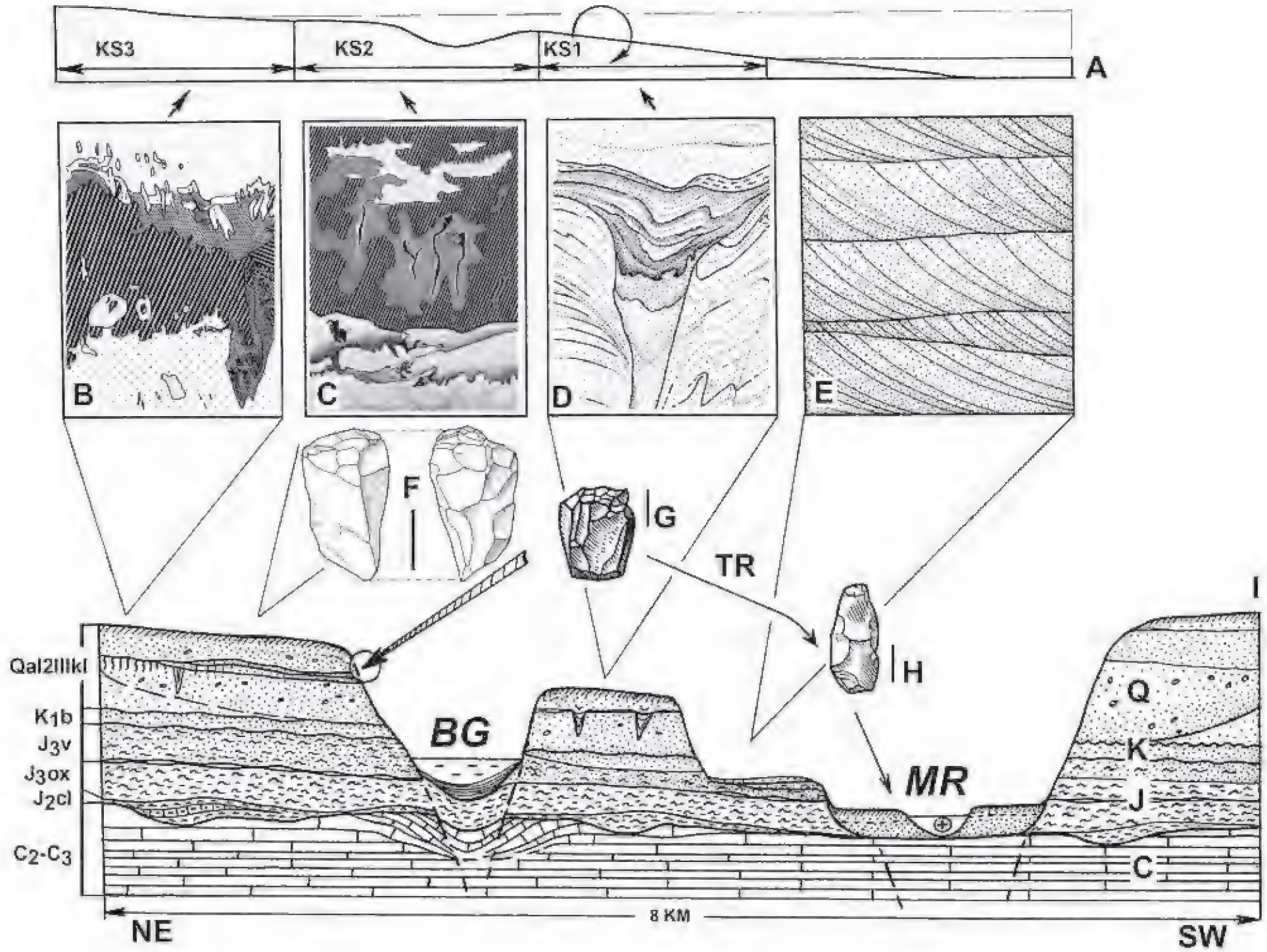


Рис. 8. Катениальная (=катенарная) система распределения позднеплейстоценовых (валдайских) палеопочв по мере уменьшения (слева направо) градиента высотности

A – единая катениальная система, отражающая как гипсометрическое положение отдельных звеньев катены (KS1–KS3), так и их удаленность от русла р. Москвы; B – палеопочвенный профиль разреза R2; C – палеопочвенный профиль разреза R1; D – палеопочвенный профиль разреза R3, в центре рисунка показана морозобойная трещина; E – эоловые отложения разреза R4; F – кремневый резец из разреза R1; G – скребок из разреза R1; TR – возможное переотложение кремневых орудий (transportation) на пойму р. Москвы; H – трехгранное орудие, Раменский район Московской обл., левый берег р. Москвы, 700 м ниже по течению от церкви в с. Марково; I – условный стратиграфический профиль через долину р. Москвы на широте г. Раменское (BG – Борисо-Глебское озеро; MR – река Москва; C – каменноугольные отложения; J – юрские отложения; K – меловые отложения; Q – четвертичные отложения; NE – северо-восток; SW – юго-запад)

архитектурный и художественный музей-заповедник, 2013. С. 88–101.

Наугольных С.В. Методика трех фильтров. Новый метод извлечения органикостенных микро- и мезофоссилий из содержащей их породы // Prehistoric. Палеонтологическое наследие: изучение и сохранение. Москва: Медиа-Гранд. 2015. С. 84–88.

Наугольных С.В. Споры *Pteridium aquilinum* L. и методические аспекты сравнительного анализа современных и ископаемых растений // Социально-экологические технологии. 2017. № 2. С. 9–26.

Сорокин А.Н. Пролог. М.: Институт археологии РАН, 2013. 144 с.

Трусов А.В. Палеолит бассейна Оки. М.: Репроцентр-М, 2011. 312 с.

Фролов А.С. Стоянка Заозерье 1 на Москве-реке // Краткие сообщения Института археологии. 1987. Вып. 189. С. 75–83.

Dlussky K.G. Loess/paleosol sequences of the Central east European plain and their preservation // Loess and paleoenvironment. Moscow: Geos, 2003. P. 23–24.

Gribchenko Y.N., Kurenkova E.I. Lithological characteristics of cultural layers and enclosing sediments at some Late Paleolithic campsites in Eastern Europe // Loess and paleoenvironment. Moscow: Geos, 2003. P. 36–37.

Hoffecker J.F., Holliday V.T., Anikovich M.V., Dudin A.E.,

Platonova N.., Popov V.V., Levkovskaya G.M., Kuzmina I.E., Syromyatnikova E.V., Burova N.D., Goldberg P., Macphail R.I., Forman S.L., Carter B.J., Crawford L.J. Kostenki 1 and the early Upper Paleolithic of Eastern Europe // Journal of Archaeological Science: Reports. 2016. V. 5. P. 307–326.

Nechaev V.P., Velichko A.A. Paleocryogenic formations in the loess-soil series of the East European plain // Loess and paleoenvironment. Moscow: Geos, 2003. P. 50–51.

Retallack G.J. Paleopedological perspectives on the development of grasslands during the Tertiary // Third North American Paleontological Convention, Proceedings vol. 1982. V. 2.P. 417–421.

Retallack G.J. Scoyenia burrows from Ordovician palaeosols of the Juniata Formation in Pennsylvania // Palaeontology. 2001. V. 44 (2). P. 209–235.

Retallack G.J., Tanaka S., Tate T. Late Miocene advent of tall grassland paleosols in Oregon // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. Vol. 183. P. 329–354.

Rusakov A.V., Kerzum P.P., Matinian N.N. Spatial differentiation of silt sandy-loamy deposits of periglacial zone in the center of the Russian plain and problems of their genesis // Loess and paleoenvironment. Moscow: Geos, 2003. P. 52–53.

Alekseyeva T.V., Kabanov P.B., Alekseyev A.O., Gubin S.V., Naugol'nykh S.V., Alekseyeva V.A., Yelfimov Ye.I. Paleopochvy devona Voronezhskoy anteklizy (Pavlovskiy kar'yer) // Paleostrat-2013. M.: Paleontologicheskiy institut RAN. Tezisy dokladov. 2013. S. 8–9.

Barashkova Z.K., Shik S.M., Kirikov V.P. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy federatsii (novaya seriya). Masshtab 1:1000000. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. N-37, (38). Moskva. Karta, ob»yasnitel'naya zapiska. Sankt-Peterburg: Izdatel'stvo VSEGEI. 1999.

Velichko A.A. (otv. red.). Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdniy pleystotsen – golotsen. M.: Geos, 2009. 120 s.

Gerasimova M.M., Astakhov S.N., Velichko A.A. Paleoliticheskiy chelovek, yego material'naya kul'tura i prirodnaya sreda obitaniya. SPb: Nestor-Istoriya, 2007. 240 s.

Gribchenko Yu.N., Kurenkova Ye.I. Osobennosti pervichnogo osvoyeniya severa Vostochnoy Yevropy chelovekom pozdnego paleolita // Problemy paleogeografii i stratigrafii pleystotsena. Vypusk 3. Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii «Marskovskiye chteniya 2010 goda». M.: Geograficheskiy fakul'tet MGU, 2011. S. 419–429.

Lavrushin Yu.A., Bessudnov A.N., Spiridonova Ye.A., Kuralenko N.P., Nedumov R.I., Kholmovoy G.V. Paleozoologicheskiye katastrofy v pozdnem paleolite tsentra Vostochnoy Yevropy (osnovy sedimentologo-paleozoologicheskoy kontseptsii vozniknoveniya kladbishch mamontov). M: Geos, 2015. 88 s.

Lazukov G.I., Gvozdover M.D., Roginskiy Ya.Ya., Uryson M.I., Kharitonov V.M., Yakimov V.P. Priroda i drevniy chelovek. Osnovnyye etapy razvitiya prirody paleoliticheskogo cheloveka i yego kul'tury na territorii SSSR v pleystotsene. M.: Mysl', 1981. 223 s.

Naugol'nykh S.V. Pozdnepleystotsenovyye (valdayskiye) paleopochvy okrestnostey g. Ramenskoye (Moskovskaya oblast'): morfologicheskiye osobennosti i arkheologicheskiy kontekst // Ob»yekty paleontologicheskogo i geologicheskogo naslediya i rol' muzeyev v ikh izuchenii i okhrane. Kungur: Kungurskiy istoriko-arkhitekturnyy i khudozhestvennyy muzey-zapovednik, 2013. S. 88–101.

Naugol'nykh S.V. Metodika trekh fil'trov. Novyy metod izvlecheniya organikostennykh mikro- i mezofossiliy iz soderzhashchey ikh porody // Prehistoric. Paleontologicheskoye naslediye: izucheniye i sokhraneniye. Moskva: Media-Grand. 2015. S. 84–88.

Naugol'nykh S.V. Spory Pteridium aquilinum L. i metodicheskiye aspekty sravnitel'nogo analiza sovremennykh i iskopayemykh rasteniy // Sotsial'no-ekologicheskiye tekhnologii. 2017. № 2. S. 9–26.

Sorokin A.N. Prolog. M.: Institut arkheologii RAN, 2013. 144 s.

Trusov A.V. Paleolit basseyna Oki. M.: Reprotsentr-M, 2011. 312 s.

Frolov A.S. Stoyanka Zaozer'ye 1 na Moskve-reke // Kratkiye soobshcheniya Instituta arkheologii. 1987. Vyp. 189. S. 75–83.

S.V. Naugol'nykh

PALEOSOLS OF THE UPPER PLEISTOCENE FROM THE VICINITY OF THE CITY OF RAMENSKOE (MOSCOW REGION), THEIR STRUCTURE AND POSSIBLE INTERPRETATION

The paper deals with the Upper Pleistocene deposits, which are outcropped in several sections disposed on close vicinity of the City of Ramenskoe, Moscow region, Russia. Three of the sections studied include paleosols (fossil soils, FPS-profiles), which are developed in different extent. The flint tools of the Late Paleolithic appearance are associated with these paleosols. Absolute age of the paleosol profile is determined by radiocarbon method, and is 22 460+330 years. The well-developed paleosols have distinct root traces preserved *in situ*, the limonitic and silicate/carbonate pedonodules, the solifluctive distructions and the ice-breaks. The paleosols can be interpreted as under-frozen soils. The supposed reconstruction of the catena is suggested.

Key words. Quaternary, Late Pleistocene, paleosols, FPS-profiles, Paleolithic flint tools, archaeology, catena reconstruction.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ И СТАДИЙНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЧВЫ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ

С.А. Сычева

Институт географии РАН. Старомонетный пер., 29. г. Москва. 119017. Россия sychevasa@mail.ru

Представления о главной почве позднего плейстоцена, как геосоли, изменялись от одной (В.И. Крокос) или двух межледниковых палеопочв (А.И. Москвитин, М.Ф. Веклич) до мезинского лессово-почвенного комплекса, состоящего из одной межледниковой (салынской) и одной интерстадиальной (крутицкой) почв (А.А. Величко, Т.Д. Морозова). В настоящее время установлено, что в микулинское межледниковье был сформирован рышковский педолитокомплекс (аналог салынской почвы), включающий 3–4 педогенные и 3–4 морфолитокриогенные стадии. В ранневалдайское время образованы две интерстадиальные палеопочвы: кукуевская и стрелецкая (одна из них или обе – аналог крутицой палеопочвы). Представление о продолжительности микулинского межледниковья по длительности почвообразования менялось от 50000 лет до 12000–15000 лет.

Ключевые слова: история изучения, микулинское межледниковье, продолжительность почвообразования, мезинский педокомплекс, салынская, рышковская палеопочва, стратиграфия.

Погребенная почва последнего завершенного межледниковья (микулинского, эемского, сангамонского) – наиболее часто и широко встречаемая во всем мире палеопочва, к тому же хорошо сохранившаяся, и поэтому наиболее изученная [Величко Морозова, 1963, 1972; Герасименко, 2004; Глушанкова, 2008; Гугалинская, 1982; Добродеев, 1975; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Сиренко, 1977; Сычева, 1978, 1998; Сычева и др., 2017 б; Antoine et al., 2013; Frechen et al., 2001; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Rousseau et al., 2013; Sedov et al., 2013; Sycheva, Sedov et al., 2012; Terhorst et al., 2011 и др.]. Она является основным стратиграфическим репером позднего плейстоцена – наиболее важной геосолью.

Еще в XIX веке при изучении четвертичных (послетретичных) отложений Российской империи геологи: П.Я. Армашевский, В.И. Вернадский, А.В. Гуров, В.А. Киприянов, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.О. Михальский, И.В. Мушкетов, С.Н. Никитин, К.М. Феофилактов и другие заметили и описали ее в основании верхнечетвертичных лессов Центрально-черноземной России, Украины, Польши, Туркестана, на Кавказе, называя гумусовым лессом.

Это – мощная, сложная ископаемая почва, часто развитая лучше, чем современная почва тех же районов. Она обладает ярким, противоречивым профилем, состоящим из горизонтов выноса и накопления полуторных оксидов и глины, характерных для лесных почв, и гумусово-аккумулятивного горизонта по своим свойствам и мощности, сходным с аналогичным горизонтом лесостепных и степных черноземов. Такое полигенетическое строение обусловило множество разных трактовок ее возраста, длительности и стадийности развития.

Именно эта палеопочва положила начало стратиграфическому расчленению лессов Украины и других районов Русской равнины. В.И. Крокос [1926] считал, что данная погребенная почва сформировалась в одно межледниковье (днепровско-бугское), разделяющее рисское и вюрмское оледенения. Используя ее и более молодую палеопочву, он впервые подразделил лессы на несколько разновозрастных уровней (рис. 1, табл. 1).

А.И. Москвитин [1930, 1967], исходя из двухчленного строения почвенного образования, считал, что это – почвы двух межледниковий: один-

Рис. 1. Строение лессово-почвенной толщи Русской равнины по В.И. Крокосу [1926], А.А. Величко [1958]

Таблица 1. Корреляция представлений о возрасте и стратиграфическом положении почвы предыдущего межледниковья

В.И. Крокос	А.И. Москвитин	М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко	А.А. Величко, Т.Д. Морозова		О.П. Добродеев	Л.А. Гугалинская		С.А. Сычева	МИС	
			1963	1969–2017						
Лесс, вюрм	Лесс	Лесс	Хотылевский лесс I, смоленский криогенный горизонт (КГ), фаза б		Лесс	Лесс		Селиховодворский лесс и КГ	4	
Рисс-вюрмская почва	Микулинская почва –чернозем	Прилукская почва – 2 стадии	Микулинская почва	Мезинский педокомплекс	Крутицая почва – степная черноземовидная	Мезинская почва	Заключительные фазы	Микулинская почва	Мерзлотно -ксероморфная стадия	Стрелецкая почва	5	a
										Млодатьский лесс и КГ		b
							Вторая фаза		Мезоморфная стадия	Кукуевская почва		c
	Криогенные деформации	Лесс			Севский лесс, смоленский КГ, фаза а				Криогенная стадия	Сеймский лесс и КГ		d
	Одинцовская почва – подзол	Кайдакская почва – 3 стадии			Салынская почва – псевдоподзолистая лесная		Первая фаза (оптимум)		Умеренно-мезоморфная стадия	Рышковский педолитокомплекс: 3–4 педогенные стадии		e
									Стадия климатического оптимума			
							Начальные фазы утрачены		Мерзлотно-гидроморфная стадия			
Лесс, рисс	Днепровский лесс		Московский лесс								6	

цовского и микулинского. Низ почвы (элювиальный и иллювиальный горизонты) он относил к подзолистой (лесной) почве среднеплейстоценового одинцовского межледниковья, а гумусовый горизонт – к черноземной (степной) почве позднеплейстоценового микулинского межледниковья (табл. 1). Обоснованием для разделения профиля на разновозрастные уровни послужило не только генетическое противоречие почвенного профиля, но и нахождение внутри него палеомерзлотных деформаций, время образования которых А.И. Москвитин [1940] связал с московским оледенением.

Аналогичным взглядам на стратиграфию и возраст палеопочвенного образования придерживался украинский геолог и палеопедолог М.Ф. Веклич [1968]. Он полагал, что это – две межледниковые почвы, развитые в лессах Украины: кайдакская – аналог одинцовской и прилукская – аналог микулинской (табл. 1). Вместе с Н.А. Сиренко он выделял в каждой из почв несколько стадий развития: в кайдакской – три, в прилукской – две [Веклич, Сиренко, 1972]. Позже их ученица Н.С. Герасименко [2004] изменила бытовавшие ранее представления о стратиграфии и возрасте палеопочв, залегающих в верхнеплейстоценовых лессах Украины: кайдакскую сопоставила с микулинским межледниковьем, а прилукскую – с ранневалдайскими интерстадиалами, обосновав их возраст результатами ОСЛ-датирования.

С конца 50-х годов прошлого столетия данную палеопочву в бассейне Десны и Днепра стали изучать А.А. Величко и Т.Д. Морозова. В начале они, основываясь на схеме В.И. Крокоса, считали, что это почва формировалась только в микулинское межледниковье, и называли ее микулинской почвой [Величко, Морозова, 1963]. Но вскоре они находят разрез у с. Мезин на Десне, где только нижняя (лесная) часть профиля почвы фациально замещается озерно-болотными отложениями, со спорово-пыльцевыми диаграммами микулинского межледниковья [Величко, Губонина, Морозова, 1964]. Тем самым они обосновывают разновозрастность двух основных членов профиля, называют ее сложной, полигенетической почвой, а затем мезинским почвенным или лессово-почвенным комплексом (ЛПК), состоящим из двух почв и прошедших две фазы почвообразования [Величко, Морозова, 1969]. К микулинскому межледниковью они относят нижнюю почву (I фаза), назвав ее салынской, а верхнюю (крутицкую) почву черноземного генезиса считают интерстадиальной ранневалдайской (II фаза) (табл. 1). Этому способствовало также получение новых данных об иной природе пространственного размещения почв во II фазу. В отличие от четкой зональности микулинского почвенного покрова в ранневалдайский интерстадиал почвенный покров приобрел гиперзональный характер [Морозова, 1981]. Салынская почва изменена криогенными деформациями, которые возникли в первое ранневалдайское похолодание (смоленский горизонт, фаза «а»). Затем отложился внутримезинский или севский лесс. В чистом виде этот лесс на плакорах Русской равнины в чистом виде не встречен. На нем и частично в профиле салынской почвы сформирована ранневалдайская крутицкая почва с криогенными деформациями, свидетельствующие о втором ранневалдайском похолодании (смоленский горизонт, фаза «б»). Профили почв: салынской – лесной с горизонтами A2-Bt-C, или лесостепной, с горизонтами Bt-C, и крутицкой – черноземовидной, с горизонтами A1-AB или A1-AB-Bк, наложены или совмещены друг с другом, образуя сложный профиль мезинского лессово-почвенного комплекса (ЛПК) или педокомплекса.

В 60–70-е годы XX в. эту ископаемую почву изучал О.П. Добродеев [1975], который, следуя терминологии А.А. Величко, называл ее мезинской почвой (табл. 1). Однако он считал, что она относится к одному длительному московско-валдайскому межледниковью, так как развита на московской морене (разрезы у д. Черменино в районе г. Рыбинска и у ст. Балабаново Боровского района). Им же установлено, что эта почва фациально замещается озерно-болотными отложениями микулинского межледниковья в разрезе у с. Якиманское в районе Владимира. О.П. Добродеев [1975] и, основываясь на определении возраста подстилающих и перекрывающих пород термолюминисцентным методом [Шелкопляс, 1971], сделал вывод, что мезинская почва существовала на дневной поверхности более 50 тысяч лет, то есть в 5 раз дольше современных. Следует отметить, что в то время, а некоторые исследователи и до сих пор считают, что микулинское межледниковье длилось не менее 40–50 тыс. лет, соотнося его временной объем с продолжительностью всей пятой морской изотопной стадией (МИС 5) [Молодьков, Болиховская, 2011].

В строении мезинской палеопочвы, по мнению О.П. Добродеева, отражена стадия активного почвообразования (климатического оптимума) и заключительные фазы межледниковья, тогда как начальные стадии утрачены. Подзолистый горизонт почвы первой фазы вместе с эоловым материалом, который приносился пыльными бурями, послужил материнской породой почв второй фазы. Вторая фаза развития мезинской почвы – степная, соответствует второй половине межледниковья и характеризуется сингенетическим почвообразованием. О.П. Добродеев считал, что направленность

почвообразования в микулинское межледниковье протекала от более гумидных условий к более аридным.

В 70–80-е годы XX в. Л.А. Гугалинская [1982], изучая палеопочвы в разрезах Владимир и Лихвин так же, как и О.П. Добродеев, считала, что это единая, но сложная микулинская почва. Она выделяла 6 стадий развития почвы (табл. 1):

1) мерзлотно-гидроморфную (переход от ледниковых условий к межледниковым, таяние московского ледника, повышенный гидроморфизм почв при близком залегании вечной мерзлоты);

2) климатического оптимума – дифференциация профиля (оподзоливание, псевдооподзоливание, лессиваж);

3) умеренно-мезоморфную: иллювиально-гумусовый процесс при уменьшении глубины иллювиирования других продуктов почвообразования – заключительная стадия теплой фазы. Все три фазы, вероятно, относились к почве салынской фазы;

4) криогенную – глубокое и длительное сезонное промерзание почв в условиях холодного континентального климата, почва стала криоморфная. Вероятно, это – аналог смоленского криогенного этапа, фаза «а»;

5) мезоморфную – накопление органического вещества с накоплением гуматного гумуса;

6) мерзлотно-ксероморфную, которая характеризовалась формированием почв с фульватным гумусом, оглиниванием, накоплением поглощенных оснований при сезонном промерзании и близком залегании вечной мерзлоты. Она является аналог заключительной фазы по О.П. Добродееву. Фазы 5 и 6, вероятно, соответствуют крутицкой почвы по схеме А.А. Величко.

Л.А. Гугалинская выделяет такую же направленность почвообразования во время теплых эпох позднего плейстоцена, происходившего в начале в гумидном климате и сменившемся аридным в конце эпохи, которую ранее была установлена для погребенных почв Украины [Веклич, 1972] и юга Русской равнины [Добродеев, 1975].

Н.И. Глушанкова [2012], придерживаясь стратиграфической схемы позднего плейстоцена, разработанной А.А. Величко с соавторами [Величко, Морозова, 1969; Величко и др., 1997], значительно расширила область исследования палеопочв на восток Русской равнины в бассейн рек Волги и Камы.

Автор статьи [Сычева, 1978] и А.И. Цацкин [1980] при выполнении своих кандидатских диссертаций по позднеплейстоценовым почвам Окско-Донской равнины и Волыно-Подолии под руководством А.А. Величко и Т.Д. Морозовой, в основном опирались на схему своих руководителей [Величко, Морозова 1972]. Мною в строении мезинского ЛПК кроме двух основных педогенных фаз была выделена заключительная фаза, показывающая постепенность перехода почвы в породу (лесс) и отражающая трансформацию активного – эпигенетического почвообразования в сингенетическое в заключительный этап ранневалдайского времени.

В дальнейшем с конца 80-х годов XX в., изучая погребенные малые эрозионные формы: палеобалки, склоны, падеоложбины в карьерах Среднерусской возвышенности автором была создана значительно более детальная схема, определен возраст позднеледниковых палеопочв, составляющих мезинский ЛПК [Сычева, 1998, 2012; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2017а].

Такое стало возможным путем преодоления жесткой методологической установки, заданной А.А. Величко и Т.Д. Морозова [Величко, Морозова, 1969; Величко и др., 1997; Глушанкова, 2012]. А.А. Величко последовательно придерживался взглядов, что для построения стратиграфических схем и последующих корреляций в качестве основных реперов подходят палеопочвы, развитые исключительно в разрезах плакоров – обширных междуречьях, главным образом, представленные пологими приводораздельными и придолинными склонами. До сих пор данная точка зрения продолжает превалировать, несмотря на то, что данные о большей детальности и сложности палеопочв, как микулинского межледниковья, так и валдайского раннеледниковья в разрезах заполнений палеодепрессий и склонов, регулярно публикуются с середины 80-х годов XX в.

А.А. Величко был убежден, что только палеопочвы плакоров, отражающие зональные условия, могут использоваться как реперы межледниковий и интерстадиалов. В условиях же балочных склонов, депрессий, террас, коллювиальных шлейфов происходит расщепление, денудация или повышенная аккумуляция мелкозема, что в итоге делает невозможным применение палеопочв таких форм рельефа для стратиграфических построений.

И.К. Иванова [1980] критиковала такую позицию, отмечая, что стратиграфия верхнеплейстоценовых лессов наиболее детально отражена не на плато или водораздельных пространствах, а на склонах речных долин и возвышенностей. Именно такое геоморфологическое положение занимают все самые полные и тонко стратифицированные лессовые разрезы Европы: Штильфрид – в Австрии, в Хармигнайс – в Бельгии, Дольни Вестоници – в Чехии и другие [Antoine et al., 2013; Frechen et al., 2001; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Terhorst et al., 2011].

В подчиненных геоморфологических условиях в течение межледниковья формируется не

Рис. 2. Рышковский педолитокомплекс в днище московско-микулинской палеобалки

единое почвенное тело с взаимосвязанными (парагенетическими) горизонтами, а сложная педолитогенная система (педолитокомплекс). Педолитокомплекс – последовательный временной ряд почвенных профилей, наложенных друг на друга, но разделенных границами или отложениями, не полностью переработанными почвообразовательными процессами. При его образовании процессы аккумуляции латерально поступающего материала и почвенные процессы переработки его *in situ* попеременно конкурируют друг с другом (педогенные и литогенные фазы сменяют друг друга). То одна, то другая группа процессов становится ведущей, соответственно возобладает то почвенный, палимсестный (педогенная фаза), то осадочный, книгоподобный тип записи (литогенная фаза) эволюции ландшафтов. Такой тип записи имеет заметные преимущества по сравнению с палимпсестным типом памяти почв, сформированных по модели нормального педогенеза, детально фиксируя не только наиболее длительные и устойчивые климатические сигналы, но и более

Рис. 3. Рышковская палеопочва микулинского межледниковья на пологом склоне

дробные и слабые флуктуации. В педоседиметационных толщах аккумулятивных ландшафтов запись последовательных фаз педогенеза, «привязанных» к растущей вверх дневной поверхности, оказывается частично (при низких скоростях аккумуляции осадка), а часто и полностью разнесенной по «этажам» – глубинам отдельных почвенных профилей и литогенных слоев. Разновозрастные генетические признаки определенной почвенной стадии либо лишь частично наложены друг на друга, либо разделены толщей накопившегося осадка. Это существенно облегчает разделение групп разновозрастных признаков и делает возможным их относительное или абсолютное датирование. Кроме того, почвенная запись ландшафтно-климатических изменений в таких системах дополняется «летописью» процессов морфолитогенеза (литогенная фаза).

Многолетнее и систематическое изучение почвенно-седиментационной толщи в Александровском карьере позволило детально восстановить события позднего плейстоцена, особенно

микулинско-ранневалдайского этапа, когда и формировался мезинский лессово-почвенный комплекс [Сычева, 1998, 2012; Сычева, Гунова, 2004; Сычева и др., 2015, 2017 б; Sycheva, Sedov, 2012; Sedov et al., 2013].

В данном опорном разрезе позднего плейстоцена представлены следующие слои лессов и почв, соответствующие времени формирования мезинскому ЛПК – интервалу МИС 4–5. Слои сверху вниз:

4а. Селиховодворский лесс, включая педоседимент стрелецкой палеопочвы. Мощность 30–90 см. С начальным этапом накопления лесса связаны котлообразные псевдоморфозы, разбивающие стрелецкую и кукуевскую палеопочвы, вероятно, являющимися аналогами смоленского криогенного горизонта, фаза б.

5. Стрелецкая интерстадиальная палеопочва: А1-АВк-ВС – лесостепная лугово-черноземная с гумусовыми языками. Мощность 60–130 см.

5а. Млодатьский лесс, включая педоседимент кукуевской палеопочвы. Мощность 10–30 см. ОСЛ-дата – 91±1 тыс. лет ВР. К нему также приурочены криогенные трещины.

6. Кукуевская интерстадиальная палеопочва: А1-ВС– лесостепная черноземно-луговая почва с гумусовыми языками. Мощность почвы 20–25 см до 50 см.

7. Сеймские ранневалдайские солюфлюкционно-делювиальные лессовидные суглинки, включая педоседименты рышковской почвы. Мощность 300–400 и более см. Аналог внутримезинского (севского) лесса. В его верхней части был отобран образец для ОСЛ-датирования. Получена дата – 115±7 тыс. лет ВР. Слой первоначального заполнения палеобалки отличается не только большой мощности, но сложным макро- и микростроением, отражающем его полигенез [Сычева и др., 2017 а]. К нему приурочены грунтовые мерзлотные жилы, разнообразные следы солифлюкционных процессов (сеймский криогенный горизонт, вероятный аналог смоленского криогенного горизонта, фаза а).

8. Рышковская палеопочва микулинского межледниковая – аналог салынской почвы схемы А.А. Величко. В днище палеобалки это – сложная циклично построенная почвенно-седиментационная толща (рышковский педолитокомплекс), состоящая из 3–4 почвенных профилей: IAo-Ah-Eg – IIAhE-Ep – IIIAhBt- Bt-BC, мощностью от 150–180 см до 340 см, наложенных друг на друга или разделенными донными промоинами, заполненными пролювием (рис. 2). На склонах погребенной балки рышковская почва – лесная текстурно дифференцированная – аналог современных дерново-подзолистых почв (альбелювисоль) с профилем Ah-E-Bt-BC мощностью от 100 до 200 м (рис. 3). Для образца, взятого из нижней части гор. ВС получена ОСЛ-дата 127±8 тысяч лет.

Ниже залегает палевый московский лесс, соответствующий второй фазе днепровского оледенения.

На склонах и в днище погребенной балки, межледниковая рышковская палеопочва или педолитокомплекс (слой 8), захоронена под гумусированным делювием, содержащим многочисленные следы сильных лесных пожаров, случившихся в самом конце микулинского межледниковья: большое количество крупных фрагментов углей, пятен обожженных красно-бурых суглинков, силикатно-карбонатных конкреций с включением мелких угольков (вероятно, это – спекшаяся и переотложенная золистая масса). Таким образом, в архиве балочных отложений четко прослеживается окончание микулинского межледниковья, неопределяемое в лессовых разрезах плакоров.

В заполнении палеоврезов почвенно-седиментационная толща (слои 5–8) являются временным аналогом мезинского педокомплекса. Она включает межледниковую рышковскую палеопочву (на склонах – дерново-подзолистую) или сложный педолитокомплекс (в днищах), мощный сеймский слой, образованный из материала разрушенных почв, развитых на плато, и ранневалдайскую серию, состоящую из двух лесостепных почв и разделяющего их педоседимента и лесса. Ранневалдайский интервал включал два потепления (интерстадиалы), когда формировались кукуевская и стрелецкая палеопочвы, но и три похолодания (стадиалы), когда накапливались деллювиально-солифлюкционные лессовидные суглинки, нарушенными криогенными деформациями (сеймский, млодатьский и селиховодворский горизонты) [Сычева, 2012; Сычева и др., 2017 а].

Развитый в днище палеобалки многочленный рышковский педолитокомплекс отражает сложную климатическую структуру микулинского межледниковья. Он состоит из трех или четырех частных профилей почв с сохранившимися гумусовыми и элювиальными горизонтами, сформированными во внутримежледниковые потепления. Внутримежледниковые похолодания зафиксированы разновозрастными донными оврагами, трещинами глубокого сезонного промерзания и коррелятными пролювиальными и балочно-аллювиальными отложениями (рис. 2). Детальное изучение рышковского педолитокомплекса выявило тенденцию развития почв от луговых лесостепных почв в первой половине к образованию дерново-подзолистых лесных почв во второй половине межледниковья [Сычева и др., 2017 б; Sedov, et. al., 2013; Sycheva, Sedov, 2012]. Это свидетельствует, что первая половина межледнико-

вья характеризовалась более засушливыми климатическими условиями, а вторая более влажными.

В целом для микулинско-ранневалдайского этапа прослеживается все тот же тренд, что и для мезинского ЛПК: от лесных почв межледниковья к лесостепным и степным почвам ранневалдайских интерстадиалов.

Определение оптико-люминисцентым методом (в лаборатории, руководимой Манфредом Фрехеном в Лейпцигском институте прикладной геофизики, г. Ганновер, Германия) возраста верхней части подстилающего рышковскую палеопочву московского лесса – 127±8 тыс. лет назад, а перекрывающего сеймского лесса – 115±7 тыс. лет назад, подтвердило предполагаемый возраст палеопочвы и ограничило продолжительность микулинского межледниковья в 12–15 тыс. лет, с учетом ошибки метода в не более, чем 18–20 тыс. лет (табл. 2) [Сычева и др., 2015]. Полученные данные полностью совпадают с современными данными о времени и продолжительности последнего завершенного межледниковья – микулинского и его аналога эемского межледниковья – от 128 до 117–115 тыс. лет назад [Antoine et al., 2013; Rousseau et al., 2013; Terhorst et al., 2011].

ВЫВОДЫ

1. На протяжении 100-летнего со времени определения главной геосоли позднего плейстоцена, залегающей в основании верхнеплейстоценовой лессовой толщи Восточно-Европейской равнины и более, чем 50-летнего периода ее изучения, изменялись представления об ее возрасте, продолжительности и сложности развития.

2. Возраст данной палеопочвы менялся от одинцовского до микулинского межледниковья, а продолжительность почвообразования ранее оценивалась в 50 тыс. лет.

3. В настоящее время инструментально установлено, что рышковская палеопочва (аналог салынской) в плакорных условиях или рышковский педолитокомплекс в подчиненных ландшафтах сформировались в микулинское межледниковье (МИС 5e) за 12–15 тысяч лет (127–117 тыс. л.н.).

4. Рышковский педолитокомплекс включает три-четыре почвенные: первая – луговая лесостепная, две-три последующие – лесные и разделяющие их морфолитогенные фазы. Развитие педолитокомплекса и, следовательно, изменение климата в микулинское межледниковье, происходило как ритмично, так и направленно: вторая половина межледниковья была гумиднее первой.

5. В валдайском раннеледниковье формировались две интерстадиальные лесостепные почвы: кукуевская (МИС 5c) и стрелецкая (МИС 5a), разделенные млодатьским лёссом (МИС 5b). Обе почвы или только одна из них коррелируется с крутицкой почвой мезинского ЛПК. Завершается раннеледниковье крупным похолоданием (МИС 4), во время которого накопился селиховодворский лесс с псевдоморфозами одноименного криогенного горизонта.

Подготовлено при поддержке ГЗ (ГП 14, 0148-2016-0003) и Федеральной целевой программы, проблема 6.17.

Литература

Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 238 с.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наукова думка, 1972, Ч. III. 225 с.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И. Основные черты строения лессово-почвенной формации. // Лессово-почвенная формация Восточной Европы. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГ АН, 1997. С. 5–24.

Величко А.А., Губонина З.П., Морозова Т.Д. О возрасте перигляциальных лессов ископаемых почв по данным изучения озерно-болотных отложений у с. Мезин // Докл. АН СССР, 1964, т. 150, № 3.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская почва, ее особенности и стратиграфическое значение // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 100–146.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты палеогеографии Русской равнины в верхнем плейстоцене // Лёсс – перигляциал – палеолит Восточной и Средней Европы / Под ред. И.П. Герасимова. М.: изд-во ВИНИТИ. 1969. С. 458–465.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Главные (основные) горизонты лессов и ископаемых почв Восточно-Европейской равнины: Стратиграфия и палеогеография // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине М.: Наука, 1972. С. 5–25.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины // Автореф… доктора геогр. наук. Киев, 2004. 41 с.

Глушанкова Н.И. Палеореконструкции почвенного покрова в ландшафтах микулинского межледниковья на Русской равнине // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 72. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–135.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982. 204 с.

Добродеев О.П. Почвенный покров Русской равнины в эпоху московско-валдайского межледниковья // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975, № 44. С. 12–18.

Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири. // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. дгмн. Новосибирск, 2006. 44 с.

Иванова И.К. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 102–116.

Крокос В.И. Некоторые данные по геологии Тираспольского уезда Херсонской губернии // Геологический вестник, 1916, II. С. 57–64.

Крокос В.И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины // Бюллетень МОИП. Нов. сер., 1926, т. XXXIV, отд. геолог., т. IV.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климатохроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: МГУ, 2011. С. 45–77.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.

Москвитин А.И. «Ледяные» клинья – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18. Вып. 2.

Москвитин А.И. Погребенные почвы Прилукского округа Украины и время их образования // Бюлл. МОИП. Т. 8, вып. 34, 1930. С. 361–372.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Труды, вып. 156. М.: Наука, 1967. 235 с.

Сиренко Н.А. Плейстоценовые ископаемые почвы Украины. Автореф. дисс. на соиск. степени доктора географ. наук. Киев. 1977. 70 с.

Сычева С.А. Новые данные о строении и эволюции мезинского лессово-почвенного комплекса // Почвоведение, 1998, №10. С. 1177–1189.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т.16, № 4. С. 45–56.

Сычева С.А. Почвы мезинского комплекса Окско-Донской равнины // Изв. АН СССР. Сер. географич. №3, 1978. С. 81–92.

Сычева С.А., Гунова В.С. Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюллетень комиссии по изучению четверт. периода. М.: ГЕОС, 2004. № 65. С. 86–101.

Сычева С.А., Григорьева Т.Г., Пушкина П.Р. Стратиграфия ранневалдайского интервала внеледниковой области русской равнины (МИС 5d-4) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. Москва: ГЕОС, 2017 а, №75. С. 60–80.

Сычева С.А., Седов С.Н., Бронникова М.А., Таргульян В.О., Соллейро-Реболледо Э. Генезис, эволюция и катастрофическое захоронение рышковской палеопочвы микулинского межледниковья (МИС 5е) // Почвоведение, № 9, 2017 б. С. 1027–1046.

Сычева С.А., Седов С.Н., Фрехен М., Терхорст Б. Стратиграфия и хронология позднеплейстоценовой почвенно-седиментационной серии перигляциальной области Русской равнины (по результатам изучения палеодепрессий, склонов и террас) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. «Марковские чтения 2015». М.: МГУ, 2015. С. 197–198.

Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины. Автореф. дис. ланд. географ. наук. М. 1980. 24 с.

Шелкопряс В.Н. Определение возраста лессовой формации Украины термолюминисцетным методом // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.

Antoine P., Rousseau D.D., Degeai J-P., Moine O., Lagroix F., Kreutzer S., Fuchs, M., Hatte, C., Gauthier, C., Svoboda J., Liza L. High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial – Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolni Vestonice (Czech Republic) // Quaternary Science Reviews, 2013. 67. P. 17–38.

Frechen M., van Vliet-Lanoe, van den Haute P. The Upper loess record at Harmignies/Belgium – high-resolution terrestrial archive of climate forcing // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeotcology. 2001. 173. P. 175–195.

Haesaerts P., Mestdagh H. Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // Netherlands Journal of Geosciences. 2000. 79 (2/3). P. 313–324.

Rousseau D.-D., Ghil M, Kukla G., Sima A., Antoine P., Fuchs M., Hatte C., Lagroix F., Debret M. Maior dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130-74 ka): a climatic interpretation of the “markers” // Climate of the Past. 2013. 9. P. 2213–2230.

Sedov S., Sycheva S., Targulian V., Pi T., Díaz J. Last Interglacial paleosols with Argic horizons in Upper Austria and Central Russia: pedogenetic and paleoenvironmental inferences from comparison with the Holocene analogues // Quaternary Science Journal. 2013. Vol. 62. N 1. P. 44–58.

Sycheva S. & Sedov S. Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European plain: buried toposequence of the key-section «Alexandrov quarry» // Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 64, núm. 2012. 2. P. 189–197.

Terhorst B., Thiel C., Peticzka R., Srafke T., Frechen M., Fladerer F.A., Roetzel R., Neugebauer-Maresch C. Casting new ligtht on chronology of the loess/paleosol seguences in Lower Austria // Quaternary Science Journal. 2011. Vol. 60. 2. P. 62–69.

Veklich M.F. Stratigrafiya lessovoy formatsii Ukrainy i sosednikh stran. Kiyev: Naukova dumka, 1968. 238 s.

Veklich M.F., Sirenko N.A. Opornyye geologicheskiye razrezy antropogena Ukrainy. Kiyev: Naukova dumka, 1972, CH. III. 225 s.

Velichko A.A., Gribchenko YU.N., Gubonina Z.P., Morozova T.D., Nechayev V.P., Sycheva S.A., Timireva S.N., Udartsev V.P., Khalcheva T.A., Tsatskin A.I., Chikolini N.I. Osnovnyye cherty stroyeniya lessovo-pochvennoy formatsii. // Lessovo-pochvennaya formatsiya Vostochnoy Yevropy. Paleogeografiya i stratigrafiya. M.: IG AN, 1997. S. 5–24.

Velichko A.A., Gubonina Z.P., Morozova T.D. O vozraste periglyatsial'nykh lessov iskopayemykh pochv po dannym izucheniya ozerno-bolotnykh otlozheniy u s. Mezin // Dokl. AN SSSR, 1964, t. 150, № 3.

Velichko A.A., Morozova T.D. Mikulinskaya pochva, yeye osobennosti i stratigraficheskoye znacheniye // Antropogen Russkoy ravniny i yego stratigraficheskiye komponenty. M.: Izd-vo AN SSSR, 1963. S. 100–146.

Velichko A.A., Morozova T.D. Osnovnyye cherty paleogeografii Russkoy ravniny v verkhnem pleystotsene // Loss – periglyatsial – paleolit Vostochnoy i Sredney Yevropy / Pod red. I.P. Gerasimova. M.: izd-vo VINITI. 1969. S. 458–465.

Velichko A.A., Morozova T.D. Glavnyye (osnovnyye) gorizonty lessov i iskopayemykh pochv Vostochno-Yevropeyskoy ravniny: Stratigrafiya i paleogeografiya // Lessy, pogrebennyye pochvy i kriogennyye yavleniya na Russkoy ravnine M.: Nauka, 1972. S. 5–25.

Gerasimenko N.P. Razvitiye zonal'nykh landshaftov chetvertichnogo perioda na territorii Ukrainy // Avtoref… doktora geogr. nauk. Kiyev, 2004. 41 s.

Glushankova N.I. Paleorekonstruktsii pochvennogo pokrova v landshaftakh mikulinskogo mezhlednikov'ya na Russkoy ravnine // Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda, № 72. M.: GEOS, 2012. S. 122–135.

Gugalinskaya Ji.A. Pochvoobrazovaniye i kriogenez tsentra Russkoy ravniny v pozdnem pleystotsene Pushchino: ONTI NTSBI AN SSSR, 1982. 204 s.

Dobrodeyev O.P. Pochvennyy pokrov Russkoy ravniny v epokhu moskovsko-valdayskogo mezhlednikov'ya // Byull. Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. M.: Nauka, 1975, № 44. S. 12–18.

Zykina V.S. Struktura lessovo-pochvennoy posledovatel'nosti i evolyutsiya pedogeneza pleystotsena Zapadnoy Sibiri. // Avtoreferat diss. na soisk. uch. st. dgmn. Novosibirsk, 2006. 44 s.

Ivanova I.K. O geokhronologii i stratigrafii pozdnego pleystotsena (po materialam Srednego Pridnestrov'ya) // Geokhronologiya chetvertichnogo perioda. M.: Nauka, 1980. S. 102–116.

Krokos V.I. Nekotoryye dannyye po geologii Tiraspol'skogo uyezda Khersonskoy gubernii // Geologicheskiy vestnik, 1916, II. S. 57–64.

Krokos V.I. Kratkiy ocherk chetvertichnykh otlozheniy Ukrainy // Byulleten' MOIP. Nov. ser., 1926, t. XXXIV, otd. geolog., t. IV.

Molod'kov A.N., Bolikhovskaya N.S. Klimato-khronostratigraficheskaya skhema neopleystotsena Severnoy Yevrazii // Problemy paleogeografii i stratigrafii pleystotsena. Vyp. 3. M.: MGU, 2011. S. 45–77.

Morozova T.D. Razvitiye pochvennogo pokrova Yevropy v pozdnem pleystotsene. M.: Nauka, 1981. 282 s.

Moskvitin A.I. «Ledyanyye» klin'ya – klinovidnyye treshchiny i ikh stratigraficheskoye znacheniye // Byull. MOIP. Otd. geol. 1940. T. 18. Vyp. 2.

Moskvitin A.I. Pogrebennyye pochvy Prilukskogo okruga Ukrainy i vremya ikh obrazovaniya // Byull. MOIP. T. 8, vyp. 34, 1930. S. 361–372.

Moskvitin A.I. Stratigrafiya pleystotsena Yevropeyskoy chasti SSSR. Trudy, vyp. 156. M.: Nauka, 1967. 235 s.

Sirenko N.A. Pleystotsenovyye iskopayemyye pochvy Ukrainy. Avtoref. diss. na soisk. stepeni doktora geograf. nauk. Kiyev. 1977. 70 s.

Sycheva S.A. Novyye dannyye o stroyenii i evolyutsii mezinskogo lessovo-pochvennogo kompleksa // Pochvovedeniye, 1998, №10. S. 1177–1189.

Sycheva S.A. Paleomerzlotnyye sobytiya v periglyatsial'noy oblasti Russkoy ravniny v kontse srednego i v pozdnem pleystotsene // Kriosfera Zemli, 2012, t.16, № 4. S. 45–56.

Sycheva S.A. Pochvy mezinskogo kompleksa Oksko-Donskoy ravniny // Izv. AN SSSR. Ser. geografich. №3, 1978. S. 81–92.

Sycheva S.A., Gunova V.S. Rezul'taty izucheniya pozdnepleystotsenovogo lessovo-pochvennogo kompleksa v pogrebennoy balochnoy sisteme Srednerusskoy vozvyshennosti // Byulleten' komissii po izucheniyu chetvert. perioda. M.: GEOS, 2004. № 65. S. 86–101.

Sycheva S.A., Grigor'yeva T.G., Pushkina P.R. Stratigrafiya rannevaldayskogo intervala vneledniковoy oblasti russkoy ravniny (MIS 5d-4) // Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Moskva: GEOS, 2017 a, №75. S. 60–80.

Sycheva S.A., Sedov S.N., Bronnikova M.A., Targul'yan V.O., Solleyro-Rebolledo E. Genezis, evolyutsiya i katastroficheskoye zakhoroneniye ryshkovskoy paleopochvy mikulinskogo mezhlednikov'ya (MIS 5e) // Pochvovedeniye, № 9, 2017 b. S. 1027–1046.

Sycheva S.A., Sedov S.N., Frekhen M., Terkhorst B. Stratigrafiya i khronologiya pozdnepleystotsenovoy pochvenno-sedimentatsionnoy serii periglyatsial'noy oblasti Russkoy ravniny (po rezul'tatam izucheniya paleodepressiy, sklonov i terras) // Aktual'nyye problemy paleogeografii i stratigrafii pleystotsena. «Markovskiye chteniya 2015». M.: MGU, 2015. S. 197–198.

Tsatskin A.I. Paleopedologicheskiye rekonstruktsii dlya pozdnego pleystotsena yugo-zapada Russkoy ravniny. Avtoref. dis. land. geograf. nauk. M. 1980. 24 s.

Shelkopryas V.N. Opredeleniye vozrasta lessovoy formatsii Ukrainy termolyuministsetnym metodom // Problemy periodizatsii pleystotsena. L., 1971.

S.A. Sycheva

EVOLUTION OF VIEWS ON THE AGE, DURATION AND DEVELOPMENT STAGES OF THE OF THE MIKULINIAN INTERGLACIAL SOIL

The recognition of the main soil of the Late Pleistocene as geosol, varied from one (V.I. Krokos) or two interglacial paleosols (A.I. Moskvitin, M.F. Veklich) to the Mezin loess-soil complex, consisting of one interglacial (Salyn) and one

interstadial (Krutitsa) soil (A.A. Velichko, T.D. Morozova). It has now been established that the Ryshkovo pedolitocomplex (an analogue of the Salyn soil) was formed in the Mikulino interglacial, comprising 3-4 pedogenic and 3-4 morpholytocryogenic stages. In the Early Valdai, two interstadial paleosols were formed: Kukuyevskaya and Streltskaya (one or both of them is analogous to the Krutitsa paleosol). The views on the duration of the Mikulino interglacial in terms of the duration of soil formation varied from 50,000 years to 12,000-15,000 years.

Keywords: the history of the study, the Mikulino interglacial period, the duration of soil formation, the Mezinsky pedocomplex, the Salyn, Ryshkovo paleosoil, stratigraphy.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ВЫСОКОСКОРОСТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВОДОКАМЕННЫХ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ ГОРНЫХ ДОЛИН И СКЛОНОВ

Ю. А. Лаврушин

Геологический институт РАН, Москва E-mails:lavrushin09@mail. ru; lavrushin@ginras. ru

Рассматриваются гидрологические особенности селевых потоков и их отражение в процессе селевого осадконакопления. Особое внимание уделено динамике осадочным процессов в зоне транспорта потока наносов с локальными проявлениями аккумуляции. Особенности седиментации рассматриваемого типа селевых потоков именно в этой зоне седиментогенеза легче всего поддаются расшифровке. Рассмотрено кинемато-динамичное воздействие водокаменных селевых потоков рыхлые отложения, слагающие ложе. В результате воздействия селевого потока в подстилающих отложениях меняется гранулометрический состав и возникает вторичное постседиментационное течение. На основе установленных особенностей осадконакопления водокаменных селевых потоков разработана классификация динамических фаций отложений селевых потоков.

Ключевые слова: селевый поток, поток наносов, селевый седиментогенез, водокаменный поток, динамическая фация, селевая катастрофа

ВВЕДЕНИЕ

Изучение селевых потоков имеет длительную историю, что отразилось в наличии обширного количества публикаций на эту тему. В них рассматриваются некоторые важные вопросы: прежде всего катастрофы, возникающие в ходе прохождения селевых потоков и меры защиты от этих природных событий; классификация селевых образований; пространственное распространение селеопасных районов, а также некоторые аспекты гидрологического режима селевых потоков и т.д. Однако следует отметить, что вопросы селевого седиментогенеза в этих работах имеют наименьшее освещение. В основном внимание исследователей сосредоточено на вопросах осадконакопления на конусах выноса, которые называют также наземными дельтами в аридной зоне [Курдюков, 1954; Скворцов 1956; Елисеев, 1953; Шанцер, 1966; Перов, 2012].

Настоящая статья предназначена в какой-то степени восполнить этот пробел. Основу статьи составили материалы, полученные автором в процессе изучения селевого осадконакопления в различных районах России и в районах современного оледенения (Гренландия, Шпицберген), а также в ходе изучения природных событий палеоквартера в Армении. Кроме того, использовались литературные материалы.

Наибольшее внимание в статье уделено процессам осадконакопления селевых потоков в зоне транспорта материала потоком наносов. Это обусловлено тем, что в данной зоне важные детали динамики процессов осадконакопления легче всего поддаются расшифровке.

В настоящей работе среди водокаменных селей выделяются два типа, на которых будет сосредоточено основное внимание, – селевые образования долин горных рек и селевые отложения горных склонов.

ТИПЫ ВОДОКАМЕННЫХ СЕЛЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сели подразделяются, как известно, по своему составу на три основных типа: грязекаменные, грязевые и водокаменные, среди которых неред-

ко выделяется ряд подтипов [Перов, 2012]. Рассматриваемые в настоящей работе водокаменные сели оказываются приуроченными чаще всего к долинам горных рек или склоновым ложбинам, являющимся каналами, по которым двигается селевый поток.

При выходе потока на прилежащие равнины, как известно, возникают конуса выноса, в пределах которых селевый поток распластывается и распадается на ряд проток. Образование того или иного типа селевого потока контролируется главным образом геологическим строением бортов селевых каналов. В пределах равнин селевые потоки возникают в днищах оврагов и балок с крутыми продольными профилями, но обычно это уже не водокаменные, а грязевые, грязево-щебнистые или щебнистые селевые образования.

Грязевые потоки возникают при преобладании в бортах и в днище каналов легко размокающих глинистых, алеврито-песчаных пород; щебнистые потоки обычно оказываются приуроченными к породам, которые в процессе гравитационных процессов продуцируют обвалы и осыпи, состоящие из щебня. Последние являются важным источником дезинтегрированного материала, создающего или пополняющего поток наносов как в зоне мобилизации, так и в зоне транспорта.

По мере возрастания степени насыщенности материалом потока наносов, происходят существенные изменения в гидрологическом режиме потока, который превращается в сель. Образование водокаменных потоков приурочено к области распространения прочных пород, слагающих борта и днища селевых каналов. В этом случае основным источником захватываемого материала служат осыпи и обвалы, а также частично рыхлые грубообломочные образования, слагающие ложе канала селевого потока.

Несмотря на разные типы выделяемых селевых потоков, им свойственна одна общая особенность. Благодаря значительному содержанию транспортируемого материала в потоке наносов, подавляющее большинство из них может быть отнесено к потокам высокоплотностного типа. Определенное представление об этом дают, например, приводимые многими исследователями данные об их объемном весе.

По имеющимся публикациям, объемный вес грязекаменных потоков может достигать 2100–2500 кг/м, в грязевых потоках этот показатель изменяется от 1600 до 2000 кг/м, а для водокаменных потоков может соответствовать 1000–1500 кг/м [Виноградов,1980; Перов, 2012]. Естественно, приведенные показатели достаточно условны и несколько различаются у разных авторов. Более того, по мнению автора настоящей работы, они могут существенно различаться даже в одном и том же потоке. В этом отношении необходимо помнить об имеющихся важных различиях в объемном весе материала, содержащегося во фронтальной волне и последующих поперечных селевых волнах потока, а также в его стрежневых и латеральных частях. Более того, приведенные цифры не учитывают содержащийся в потоке крупный кластический материал, транспортировку которого допустимо рассматривать в виде скользяще-скатывающейся конвейероподобной ленты, сопровождающейся значительным грохотом, возникающим от соударения особенно крупных обломков.

По существу, этот эффект допустимо считать одним из индикаторов наличия в основании селя транспортируемого мощного потока наносов. Что касается приведенных цифровых показателей, то они прежде всего относятся к мелкоземистой составляющей потока наносов разного типа селевых образований. Это само по себе представляет большой интерес и позволяет в какой-то степени оценить степень насыщенности потока наносами мелкоземистого состава.

Наконец, представляется вполне уместным выделить особую разновидность селевых образований – склоновый тип, отложения которого приурочены к неглубоким склоновым ложбинам (типа делей), иногда даже с непостоянными небольшими водотоками. Возникновение некоторых из этих ложбин на крутых склонах горных хребтов могло быть связано с процессом сползания или даже лавинного схода фрагментов склонового плаща рыхлых наносов. При подобном допущении возникновение мелких ложбин, возможно, частично отражает эрозионное воздействие двигавшихся фрагментов склонового плаща на отложения, слагающие склон. Не исключено также наличие в плаще «полосчатости», связанной с пространственным расположением участков с различным скоростным режимом «течения», которое можно даже идентифицировать как близкое по своему типу к «струйному» перемещению материала. Высказанное предположение не исключает, естественно, существования других способов происхождения мелко ложбинного микрорельефа на склонах горных хребтов. В частности, возникновение подобного типа микрорельефов может быть связано с весенним таянием снежного покрова. Отложения селевых потоков этого типа детально изучаются иркутскими исследователями в Прибайкалье и Тункинской впадине [Макаров 2012; Макаров и др., 2014; Акулов и др., 2017]. В строении и динамике склоновых селей имеется ряд особенностей, которые рассмотрены в специальном разделе.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИИ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В ДОЛИНАХ И НА СКЛОНАХ ХРЕБТОВ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ДИНАМИКЕ СЕЛЕВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Гидрология селевых потоков в долинах горных рек имеет ряд специфических особенностей. Одной из важнейших из них является пульсационно-волновой режим течения, который находит свое отражение на поверхности потока в виде возникающих поперечных волн. Эта особенность отмечается многими исследователями, хотя причины ее возникновения трактуются по-разному [Перов, 2012]. По мнению автора настоящей работы, возникновение поперечных сегментоподобных волн, осложняющих течение потока, связано главным образом с имеющимися в каналах стока значительными изменениями уклона продольного профиля ложа потока от слабо наклонного до почти вертикального. Подобные изменения уклона продольного профиля могут быть обусловлены изменениями прочности размываемых пород, тектоническими нарушениями, типом материала конусов выноса рек, впадающих в главную водную артерию, крупными обвалами и осыпями материала с бортов долины и т. д. В подобный тип движения оказывается вовлечен также поток наносов, что определяет возникновение так называемого конвейерно-прерывистого типа осадконакопления. В результате индивидуальной особенностью рассматриваемого типа процесса седиментогенеза является локально возникающий моментальный или «залповый», сброс громадных порций транспортируемого материала. Особенностью гидрологического режима является также разновысотность возникающих поперечных волн и их сложное строение. Последнее заключается в том, что в так называемой фронтальной волне можно выделить две части: лобовую и хвостовую. Передняя или так называемая лобовая часть отличается наибольшей кинематикой. Ей свойственна наибольшая высота, максимальная турбулентность, а также значительная концентрация материала в потоке наносов, который в процессе движения волны активно насыщается вновь захватываемым материалом. Для этого материала свойственно чрезвычайно высокая динамичность воздействия на ложе селевого потока, что будет показано в соответствующем разделе. При достижении в потоке наносов степени перенасыщенности, селевый поток в связи с неспособностью дальнейшей транспортировки материала сбрасывает транспортируемый материал, что вызывает образование поперечных гряд разной величины, ориентированных поперек канала селя [Лаврушин и др., 2015а, 2015б]. Поток наносов хвостовой части фронтальной волны обладает значительно меньшей энергетикой и при уменьшении скорости движения фронтальной волны из него выпадают на ложе селевого потока как часть валунного, так и глыбового материала. Воздействие последующих поперечных волн меньшего порядка, обладающих, соответственно, меньшей энергетикой в осадочном процессе ограничивается, как будет показано далее, лишь моделировкой сброшенного на ложе материала по мере замедления и остановки движения потока наносов. При этом окончательная моделировка сброшенного материала на поверхности ложа происходит после формирования упомянутой поперечной гряды. Необходимо отметить, что на реконструируемом исследователями гидрографе селевого потока это нашло свое отражение в его резко пилообразном типе (рис. 1а, 1б).

Важной особенностью селевых потоков является кратковременность их схода. Продолжительность схода селей оценивается исследователями от нескольких минут до 4 час. в 60% случаев селепроявления, от 4 до 13 час. в 30% случаев, а сели большей длительности составляют лишь около 10% [Боголюбова, 1957; Перов, 2012]. Более наглядные представления о продолжительности схода селей в разных регионах дает табл. 1, составленная В.Ф. Перовым [2012]. Скорость прохождения селевого потока, по имеющимся данным, меняется в очень значительных пределах от 1 до 120 м/с, а ударная сила фронтальных частей – от 5 до 30 т/кв. м. Естественно, приводимые цифры отражают лишь возможные показатели кинематодинамичного воздействия селевых потоков. Реальные показатели можно оценить только по разрушающему катастрофическому воздействию селей на инженерные сооружения разного типа. По этому вопросу имеется много публикаций исследователей, специально занимающихся этими проблемами. По представлениям автора, в позднем плейстоцене в районах хутора Дивногорье и в пос. Костенки (Воронежская область) воздействием селевых потоков щебенчатого состава и соответственно грязевого типа были палеозоологические катастрофы в последнем позднеледниковье с образованием «кладбищ»лошадей в первом из указанных районов и мамонтов во втором из них [Лаврушин и др., 2015а]. Несколько севернее, в Подонье, в районе Ксизово фиксируются случаи неоднократной гибели отдельных представителей древних антропогеновых сообществ в голоцене [Лаврушин и др., 2002].

Следующий раздел настоящей статьи посвящен изложению наблюдений автора на Шпицбергене по геолого-геоморфологическим последствиям схода небольшого селевого потока на поверхно-

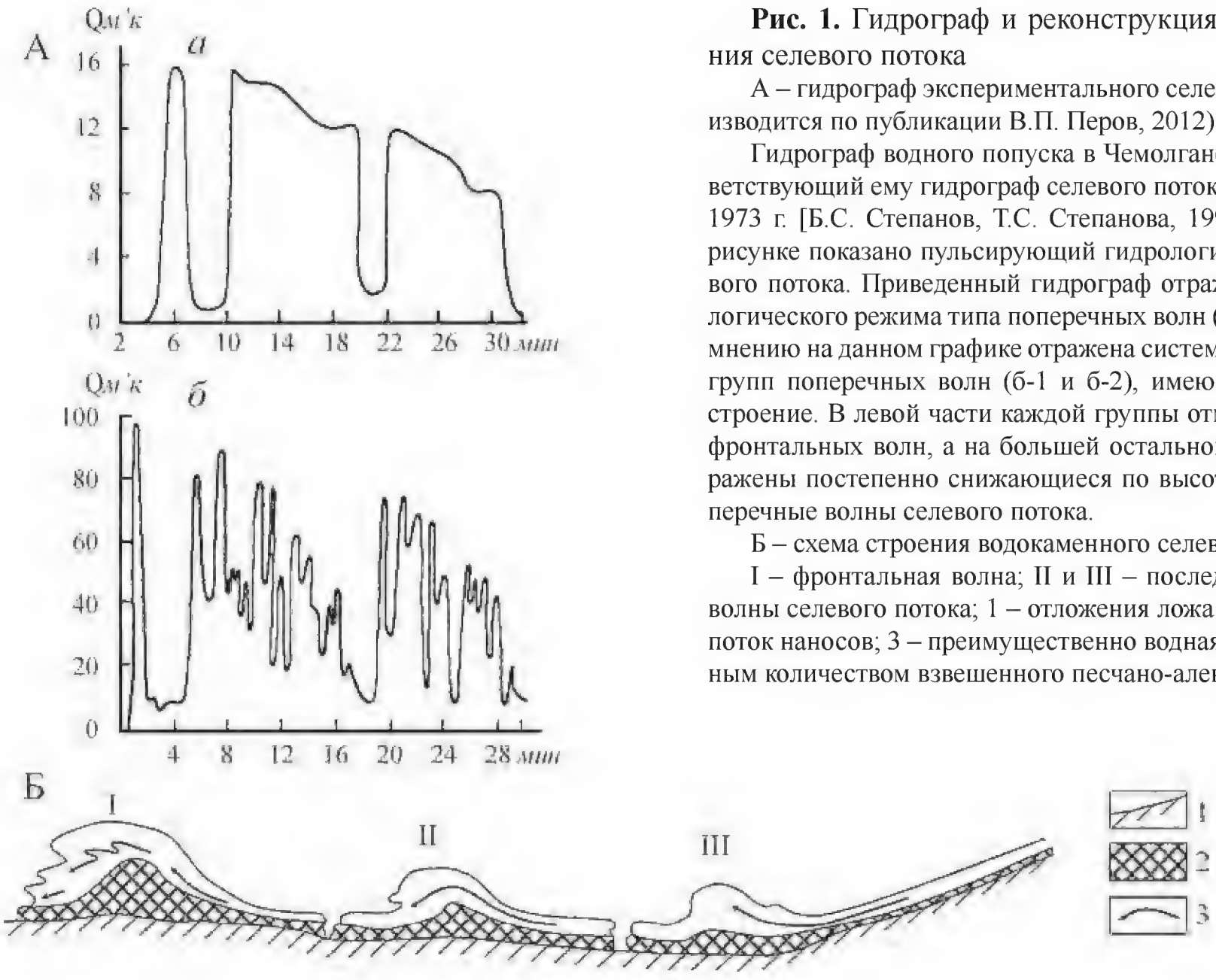


Рис. 1. Гидрограф и реконструкция структуры строения селевого потока

А – гидрограф экспериментального селевого потока (воспроизводится по публикации В.П. Перов, 2012)

Гидрограф водного попуска в Чемолганский очаг (а) и соответствующий ему гидрограф селевого потока (Б) в эксперименте 1973 г. [Б.С. Степанов, Т.С. Степанова, 1991]. На приводимом рисунке показано пульсирующий гидрологический режим селевого потока. Приведенный гидрограф отражает систему гидрологического режима типа поперечных волн (Рис. 1б). По нашему мнению на данном графике отражена система, состоящая из двух групп поперечных волн (б-1 и б-2), имеющих асимметричное строение. В левой части каждой группы отмечено прохождение фронтальных волн, а на большей остальной части графика, отражены постепенно снижающиеся по высоте последующие поперечные волны селевого потока.

Б – схема строения водокаменного селевого потока

I – фронтальная волна; II и III – последующие поперечные волны селевого потока; 1 – отложения ложа селевого потока; 2 – поток наносов; 3 – преимущественно водная масса со значительным количеством взвешенного песчано-алевритового материала

Таблица 1. Продолжительность схода селей по отдельным регионам [Перов, 2012]

Территория	Годы селепроявлений	Количество случаев	Продолжительность схода, часы, минуты			Источник сведений
			min, мин.	max, час.	сред, час	
Сев. Кавказ в пределах Рос. Федерации	1902-1962	19	15	8	2,3	Каталог..., 1969
Азербайджан	1903-1964	63	10	12	2,7	то же
Армения	1926-1964	99	90	13	4,1	то же
Карпаты в пред. Украины	1927-1967	52	30	5	1,4	Кадастр..., 1969
Там же: массовый сход селей в июне1969 г.	1969	25	6	1	0,4	Условия..., 1970
Казахстан, хр. Заилийский Алатау	1921-1963	18	33	7,7	2,6	Каталог..., 1967
Казахстан, хр. Джунгарский Алатау	1958-1960	24	20	5	2,1	то же
Киргизия, Киргизский хр.	1949-1964	23	40	9	2,4	то же
Киргизия, Таласский Алатау	1949-1964	19	30	3	1,7	то же
Узбекистан, б-н р.Чирчик	1953-1969	19	45	22	4,6	то же
Таджикистан, Кураминский хр.	1954-1963	61	20	23,8	9,2	то же
Таджикистан, Гиссарский хр.	1952-1963	25	20	22	3,1	то же
Туркмения, хр. Копетдаг	1888-1963	160	20	23	7,6	то же
Китай, ю-в Тибет, ледниковый б-н Гусян	1964	73	20	9,8	1,4	Wenjun W. and oth., 1985

сти зандра, которые рассматриваются в качестве модельного типа некоторых проявлений селевого осадконакопления.

Геолого-геоморфологические последствия схода миниатюрного современного водокаменного селевого потока на поверхности зандра на южном побережье залива Хорсунн (Западный Шпицберген)

Некоторые особенности процесса осадконакопления водокаменных селей были выявлены автором в ходе проведенных исследований на о. Западный Шпицберген, а также частично в Гренландии на поверхности зандра вблизи пос. Фридериксхоб [Лаврушин, 1970]. Эти материалы послужили одной из основ для разработки некоторых элементов модели селевого седиментогенеза, основанной на геолого-геоморфологических особенностях микрорельефа и типах отложений, возникших при прохождении миниатюрного селевого потока.

На южном побережье залива Хорсунн (на юге о. З. Шпицберген) почти напротив польской научно-исследовательской станции имеется небольшой горный ледник. Фронтальная часть ледника оконтурена краевой мореной, а между ледником и мореной располагается небольшое приледниковое озеро. К внешней стороне морены прислонен тыловой шов зандра, на поверхности которого имелись геолого-геоморфологические проявления недавнего схода селевого потока (рис. 2). Возникновение селевого потока было связано с поднятием уровня воды в приледниковом бассейне за счет процессов абляции в летнее время, обусловленных не только поверхностным стоком талых вод, но также резким притоком талых вод по ложу ледника. Результаты последнего процесса неоднократно отмечались исследователями Шпицбергена. С этим процессом связывалось достаточно необычное явление в концевых частях ледников, которое проявляется в виде гейзероподобных струй воды высотой до 10 м, «извергавшихся» по трещинам в толще льда. Можно полагать, что дополнительное поступление в приледниковый водоем большого количества талой воды, находившейся под значительным давлением, способствовало быстрому поднятию уровня в водоеме и переливу воды в виде достаточно мощного потока через гребень краевой морены. Водный поток, стекая по крутой внешней поверхностной части моренной гряды, вовлекал в движение недостаточно закрепленный валунный материал, который под напором водного потока и гравитационных процессов сбрасывался с внешнего склона гряды на поверхность зандра и частично вовлекался потоком в транспортировку, превращаясь тем самым в водокаменный селевый поток.

При исследовании геолого-геоморфологических последствий схода данного селевого потока были установлены следы его эрозионно-аккумулятивной деятельности. Проявление эрозионных процессов было представлено в виде неглубокой прямолинейной рытвины на поверхности зандра, имеющей корытообразный поперечный профиль. Длина рытвины составляла 6–7 м, глубина – 15–20 см (рис. 2). Аккумулятивная деятельность была выражена тремя типами образований: (1) слой черепитчато-уложенных валунов, выстилающих днище упомянутой рытвины; (2) невысокие грядовые нагромождения валунного материала вдоль латеральных частей; (3) поперечная гряда, замыкавшая рытвину и сложенная галечником и валунами, достигавшими в поперечнике 15–18 см (рис. 2). Эти данные позволяют утверждать, что водный поток в своей фронтальной части, стекая по внешнему склону краевой морены, благодаря своей динамичности (в сочетании с гравитационными процессами) насыщался несомыми наносами и мог не только «сбрасывать», но также сдвигать и транспортировать крупный преимущественно валунно-

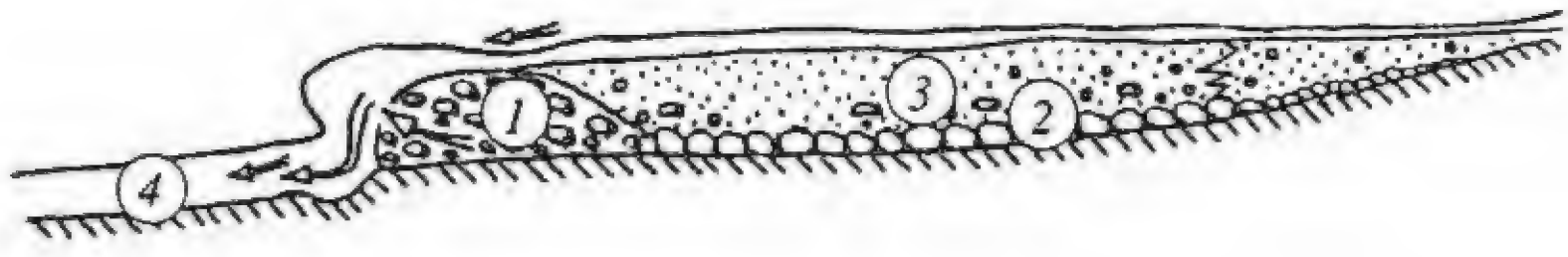


Рис. 2. Строение отложений кратковременного селевого потока на поверхности современного зандра

1 – отложения фронтальной поперечной волны водо-каменного селевого потока; 2 – отложения валунной мостовой с характерной черепитчатой укладкой валунов. Накопление происходило в процессе замедления движения фронтальной волны, а тип укладки валунного материала был обусловлен воздействием последующих поперечных волн потока; 3 – песчано-галечные отложения подпруженного водоема в канале селевого потока. Кратковременный водоем возник при образовании поперечной гряды, перегородившей канал селя, существование которого продолжалось до переполнения или размыва возникшей преграды; 4 – возобновившийся сток воды

галечный материал. При этом транспортировка захваченного материала осуществлялась не только на склоне моренной гряды, но и динамично-активно продолжалась в тыловой части поверхности зандра до тех пор, пока содержание материала в лобовой части фронтальной волны не достигло высокой степени насыщенности. Это способствовало остановки движения потока и практически одномоментному сбросу переносимого материала, содержащегося во фронтальной волне. С этим сбросом материала связано образование грядового сооружения, замыкавшего эрозионную рытвину, формирование которой, как упоминалось, было связано с эрозионно-выпахивающей ролью движущейся фронтальной волны, точнее, ее лобовой части.

Изложенное позволяет констатировать, что селевому потоку рассматриваемого типа был свойственен упоминавшийся ранее пульсационно-волновой тип движения, способствовавший как транспортировке содержащихся в потоке наносов, так и их одномоментному сбросу. Важно отметить, что сброс материала в основном происходил при достижении высокой степени насыщенности им фронтальной части потока. После этого дальнейшая транспортировка материала прекращалась, что способствовало возникновению гряды, ориентированной поперек селевому каналу стока [Лаврушин и др., 2015а, 2015б]. Сброс наносов приводил к возникновению подпрудного водоема в рытвине, а при продолжающем поступлении воды происходил частичный размыв гряды и спуск водоема [Матишев, Лаврушин, Тарасов, 1995]. Частично о подобном типе седиментогенеза в долинах горных рек свидетельствуют сохранившиеся от последующего размыва различной сохранности фрагменты поперечных гряд, которые принимаются иногда за конечные стадиальные морены долинных ледников. Подобный специфический процесс осадконакопления был отнесен автором настоящей работы к конвейерно-прерывистому типу.

Таким образом, имеющиеся в долинах горных рек поперечные гряды можно рассматривать в качестве одного из показателей возможного возникновения селевой опасности при разработке стратегии освоения новых территорий.

Еще одна особенность лобовой части фронтальной волны потока состоит в наличие в ней повышенной турбулентности потока, обуславливавшей вовлечение в этот процесс транспортируемых наносов. В результате селевый поток производил интенсивное кинемато-динамичное воздействие на отложения ложа. Что касается хвостовой части фронтальной волны, то по мере увеличения содержания материала в лобовой части и замедления скорости движения из хвостовой части происходило частичное выпадение отдельных валунов. Первоначально выпавшие разобщенные валуны выстилали ложе селевого потока в виде покрова, а их длинные оси имели субгоризонтальное расположение, совпадающее с направлением течения водной части потока.

Реконструкция некоторых особенностей селевого осадконакопления по расположению валунного материала на ложе селевого потока

Как отмечалось ранее, важнейшей особенностью гидрологического режима селевых потоков является следующих друг за другом поперечных волн. В самом общем виде этим объясняется постулируемое выше положение как о пульсационном типе движения потока наносов, так и о конвейерно-прерывистом типе процесса осадконакопления.

Теперь рассмотрим вопрос о пространственном расположении валунного материала непосредственно на ложе потока после прохождения фронтальной волны. В соответствии с результатами наблюдений автора, на ложе селевого потока можно выделить два типа расположения или укладки валунов. Первый из них это разбросанные по ложу разобщенные валуны. Второй тип – это так называемая черепитчатая укладка валунов, отражающая седиментационный эффект сдвигово-надвиговой кинематики положения валунов, выстилавших ложе. Оба эти типа встречаются как на поверхности днищ селевых потоков, так и в разрезах. Можно допустить, что оба указанных типа имеют разную степень завершенности процесса укладки валунов.

Выпавшие из хвостовой части фронтальной волны валуны имеют две особенности:(1) примерно одинаковые размеры и (2) ориентировку их длинных осей, совпадающую с направлением течения потока. Подобная ориентировка валунов позволяет полагать, что в толще потока наносов, прилежащей к ложу, в зачаточной форме начинает проявляться струйное течение той же направленности.

Возникновение второго типа так называемой «укладки» валунов могло быть связано с воздействием нескольких факторов. В рассматриваемом примере на Западном Шпицбергене этот процесс можно объяснить частичным размывом песка у дистальной части валуна, что могло вызвать его заваливание в возникшее углубление и соответственно поднятию его проксимальной части. В результате увеличивалась площадь поверхности валуна, обращенной навстречу следующей поперечной волны селевого потока, что приводило

к возрастанию на него давления и сдвигу впереди лежащего валуна.

На расположенную ниже по течению дистальную часть следующего валуна могло происходить частичное надвигание под действием последующих поперечных волн проксимальной части следующего дистально расположенного валуна, создавая тем самым фрагмент черепитчатой укладки валунов. Это допускает проявление на ложе седиментационного и соответственно сдвигово-(взбросово-)-надвигового процесса укладки валунов. Рассмотренная часть процесса осадконакопления относится к локальной аккумуляции материала в канале стока селевого потока. В частности, об этом свидетельствует малая мощность отложенного материала, иногда составляющего всего один-два слоя лежащих друг на друге черепитчато-уложенных валунов. По мнению автора, эти образования можно отнести к фации валунной мостовой, отражающей стадию локального прекращения движения потока наносов в связи с возникшей поперечной грядой. Что касается возникновения в русле черепитчатого залегания валунного материала, то дополнительно необходимо высказать соображения и уточнения, возникшие в ходе изучения разреза Карахач в Северной Армении, а также селепроявлений в других районах. Допускается сложность процесса черепитчатой укладки валунов, состоящей по крайней мере из двух фаз. В первую из них ложе выстилалось разобщенными валунами. Это происходило в ходе уменьшавшейся скорости движения фронтальной волны. Вторая фаза со свойственным ей эффектом седиментационного сдвига – надвига происходила после образования поперечной гряды. С возникшей грядой было связано прекращение движения наносов приповерхностной части ложа, а прохождение последующих волн вызывало возникновение черепитчатой укладки валунов. Таким образом, во второй фазе в слое валунов происходил так называемый процесс седиментационного сжатия, сопровождавшегося сдвигово-надвиговой кинематикой (рис. 3, 4).

Кратко необходимо пояснить еще один момент, характерный для формировавшихся отложений ложа. Наблюдается определенная «приглаженность» поверхности ложа, как будто бы она не только испытала сдвигово-надвиговый процесс, сопровождаемый взбросом валунов, но и одновременно была приглажена сверху. Возможно, это также отражает воздействие проходящих поперечных волн на слой валунов, находившийся в разуплотненных отложениях ложа.

Таким образом, роль последующих селевых волн (валов) сводится главным образом как к седиментационной взбросо-сдвиговой кинематики так и приглаживанию выпавшего из хвостовой части фронтальной волны валунного материала. Что касается лежащих на ложе разобщенных валунов, то подобное их расположение наблюдалось в шурфе №3 (разрез Карахач), который частично вскрыл фрагмент северной части раннечетвертичного конуса выноса. Изучение рабочей стенки разреза шурфа показало, что в отложениях слоя 10 имеются три расположенных друг над другом разобщенных слоя «плавающих» валунов (рис. 5). Таким образом, отложения пачки оказались расслоены тремя линейно расположенными «полосками»

Рис. 3. Принципиальная схема строения фронтальной волны селевого потока

1 – рыхлые отложения ложа селевого потока, представленные аллювиальными образованиями; 2 – разуплотненные отложения ложа с погруженными в них «утопленниками»; 3 – отложения замедлившего свое движение потока наносов и локальной аккумуляцией крупного материала. На поверхности ложа формируется валунная мостовая разобщенных валунов, выпадающих из хвостовой части фронтальной волны; 4 – турбулентный водный поток, транспортируемый преимущественно взвешенный мелкозернистый материал

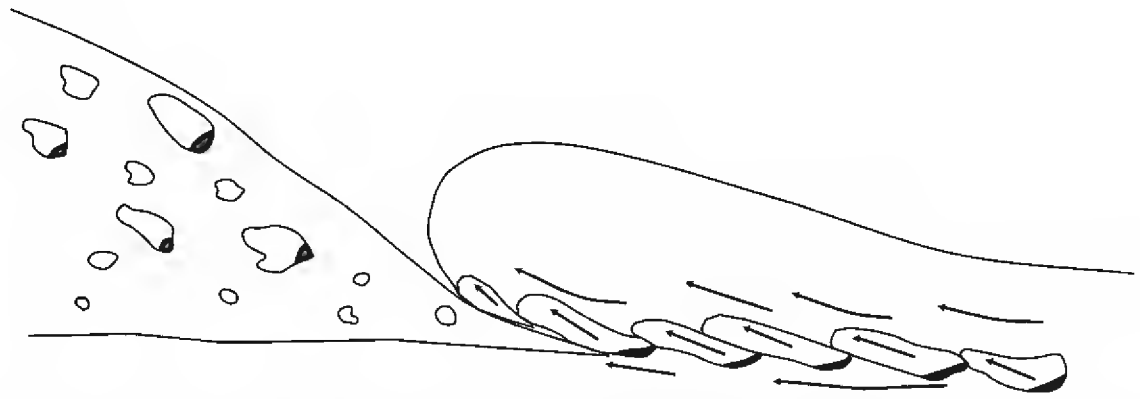


Рис. 4. Седиментационный эффект сдвиг-надвига, формирующий черепитчатую укладку валунной мостовой на ложе селевого потока

пунктирно-разобщенных валунов. Отсутствие в этом случае черепитчатой укладки в положении валунов может быть объяснено лишь выпадением их из движущихся фронтальных волн по крайней мере трех селевых потоков.

Наконец, следует обратить внимание на еще одно малоизвестное явление, возникающее во время прохождения селевого потока. Речь пойдет о вторичном преобразовании состава и строения рыхлых отложений, слагающих ложе.

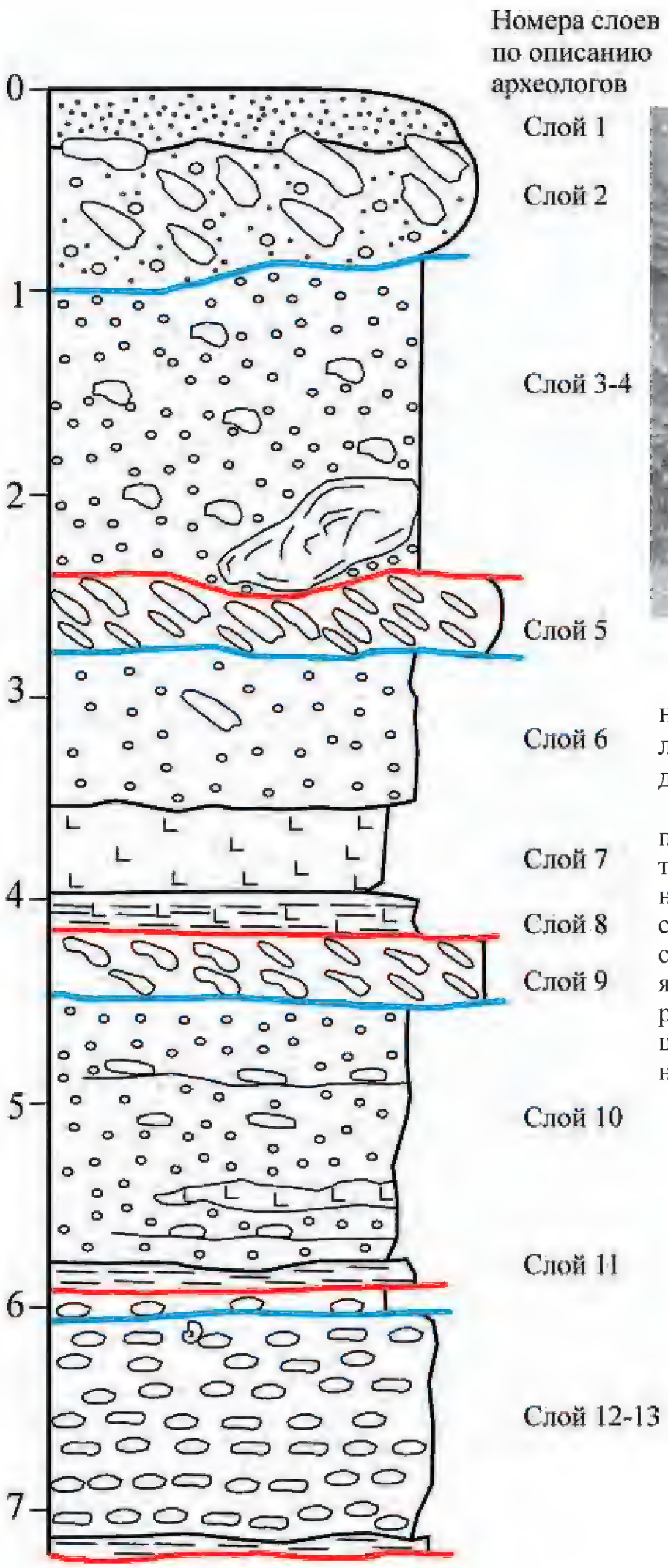
Кинемато-динамичное воздействие водокаменного селевого потока на рыхлые отложения, слагающие ложе

В настоящем разделе речь идет о кинематодинамичном воздействии селевого водокаменного потока на ложе, сложенное аллювиальным галечником. Согласно нашим наблюдениям, существует несколько типов подобного воздействия.

Во-первых, это процесс так называемой «регрессивной эрозии». С этим процессом связывается возникновение на ложе рытвины канавообразного типа с плоским днищем и крутыми бортами. Подобные рытвины иногда трактуются как эрозионное углубление русла. По данным Э.В. Запорожченко [2002], на Северном Кавказе в днище р. Каяртысу (бассейн р. Герхонжансу) была обнаружена такого типа рытвина глубиной около 10 м, достигшая кровли коренных пород. Протяженность рытвины составила около 7 км. В долинах среднеазиатских горных рек подобные рытвины-канавы встречены в ископаемом состоянии и рассматриваются в качестве одного из элементов не селевого, а аллювиального седиментогенеза [Макаров и др., 2015]. Однако анализ публикаций [Макаров и др., 1966] по особенностям строения аллювиальных образований в долинах среднеазиатских рек, по нашему мнению однозначно, показывает, что в этих толщах имеются отложения с бесспорными индикаторами селевого седиментогенеза. Поэтому декларируемая связь рытвины в днище р. Каяртысу с аллювиальным процессом не является столь уж очевидной.

На основе приведенного примера рытвины-канавы в днище реки на Северном Кавказе [Запорожченко, 2002] имеется достаточно оснований утверждать, что селевый поток, может формироваться не только за счет «захвата» обвально-осыпных образований, рыхлого материала, лежащего на поверхности днища, но также за счет локальной агрессивной ассимиляции разуплотненного более глубоко залегающего рыхлого материала ложа.

Не исключено, что отмеченный процесс ассимиляции материала мог быть связан с чрезмерным локальным обводнением отложений ложа, обусловленным сложностью «строения» потока наносов. В этом отношении речь может идти о различной скорости движения латеральных частей потока наносов. Можно допустить, что прилежащая к ложу одна из латеральных частей потока наносов оказалась настолько перегружена наносами, что ее движение существенно замедлилось или она даже могла остановиться. Другая латеральная часть могла двигаться с большей скоростью движения. Это способствовало возникновению в потоке наносов между движущимися с разной скоростью латеральными частями продольной «зоны разрыва». Двигающаяся с большей скоростью часть потока наносов, благодаря более интенсивному кинемато-динамичному воздействию на отложения ложа, производила их интенсивное разуплотнение, сопровождавшееся значительным обводнением. При этом, в результате динамического воздействия активно движущейся латеральной части потока наносов, обводненные разуплотненные отложения ложа селевого потока, находящиеся между ней и кровлей прочных коренных пород снизу, могли выдавливаться в упомянутую «зону разрыва». Из этой чрезвычайно разуплотненной «зоны» происходило их излияние и асимиляция движущимся потоком наносов, что приводило к образованию канавы. Подобное допущение, на первый взгляд, выглядит несколько фантастическим. Но оно в конечном итоге сводится к признанию того, что селевый поток в про-



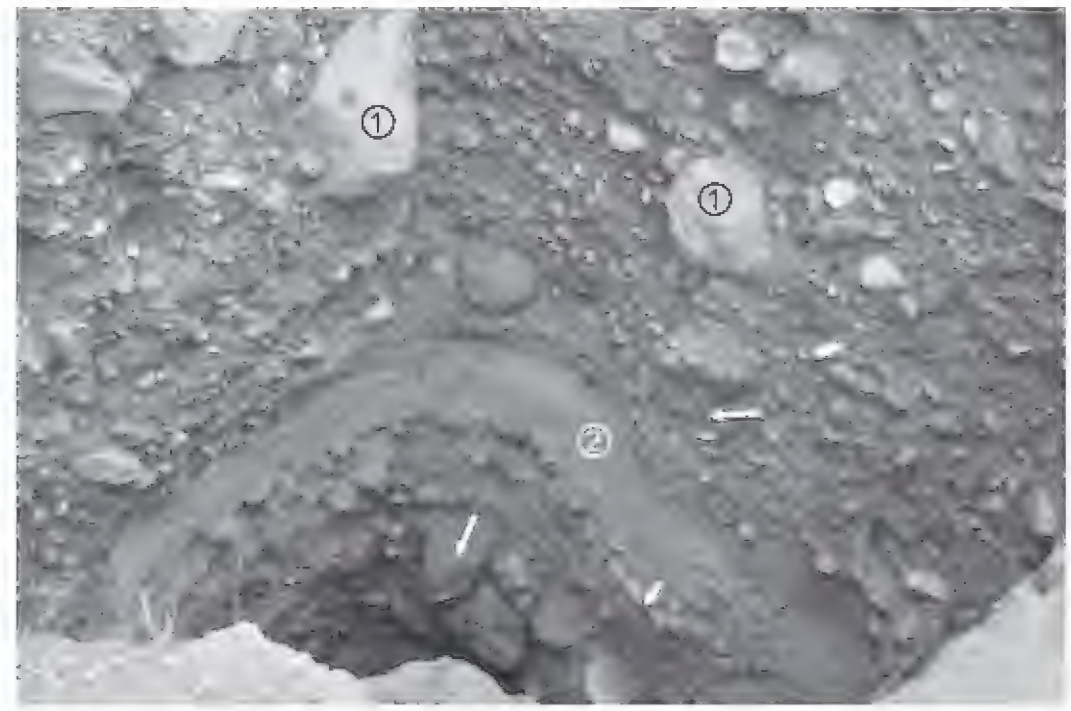


Рис. 5. Фрагмент толщи отложений верхней части мощного конуса выноса, представленных аллювиальными и селевыми отложениями. Разрез рабочей стенки шурфа №3; задан в днище карьера Карахач

На фотографии фрагмент строения рабочей стенки шурфа с прослоем вулканического пепла. В верхней половине фотографии в толще мелкогалечного материала видны так называемые «утопленники»; в нижней половине снимка расположен прослой вулканического пепла прослой пепла, явившийся ослабленной зоной, также способствующий образованию чешуйчатого строения разреза. Появление плоских линз валунно-галечного материала в толще пепла рассматривается нами в качестве одного из индикаторов ассимиляционного контакта, что в какой-то степени объясняет столь необычное сочетание состава отложений

цессе своего движения оказывает интенсивное кинемато-динамичное воздействие на отложения своего ложа, и это воздействие может быть разного типа.

Естественно, изложенное следует рассматривать лишь в качестве очень предварительной рабочей версии. Главным недостатком высказанной версии является отсутствие каких-либо привычных геологических критериев в ее обосновании. Впрочем, даже если бы они и были, то исчезли бы вследствие последующего воздействия селевого потока. По существу, предлагаемый механизм возникновения рытвины-канавы основан на признании процесса «излияния» находящейся под большим давлением избыточно обводненной песчано-галечной массы и, соответственно, «поглощения» ее селевым потоком. К сожалению, результаты натурных наблюдений подобного типа пока отсутствуют.

Приведенный пример активного воздействия селевого потока на рыхлые отложения, слагающие днище канала, характеризует лишь один тип воздействия селевого потока на несцементированные отложения ложа. По наблюдениям автора, есть все основания говорить также о менее интенсивных, но принципиально иных процессах. Как показали исследования в Северной Армении, при кинемато-динамичном воздействии селевого потока на ложе может происходить не только ассимиляция потоком подстилающих отложений,

но и дополнительное обогащение нижележащей толщи несомым материалом потока наносов. Это связано с тем, что крупный обломочный материал, переносимый потоком, оказывает интенсивное воздействие на отложения ложа в результате не только кинемато-динамичного, но и ударного процесса. Вследствие подобного воздействия происходит неоднократно упоминавшееся разуплотнение несцементированных отложений ложа и возникает их вторичное постседиментационное «движение», вектор направления которого может совпадать с направлением течения селевого потока, а может и не совпадать.

Под динамическим воздействием селевого потока процесс разуплотнения способствует формированию специфического гранулометрического состава, что выражается прежде всего в виде необычного сочетания, например, гравийно-мелкогалечного материала с крупными валунами или даже глыбами, имеющими на своих гранях лишь следы слабо выраженной окатанности. Подобный гранулометрический состав соответствующих отложений в карьере Карахач на севере Армении можно объяснить лишь кинемато-динамичным воздействием проходившего селевого потока. Прежде всего, этот процесс связан с особенностью движения наиболее динамичной лобовой части фронтальной волны селевого потока, отличающейся, как отмечалось, значительной турбулентностью. В ходе движения эта часть волны приобретает валоподобное строение за счет захвата скопившегося на ложе разноразмерного обломочного материала. По мере насыщения потока захваченным материалом происходит замедление скорости движения потока наносов. В результате из хвостовой части фронтальной волны выпадает на ложе прежде всего крупный валунно-обломочный материал, часть которого «тонет» в разуплотненном материале ложа. При этом «утонувшие» глыбы или крупные валуны имеют характерный признак. Для этих «утопленников» свойственно нередко почти вертикальное положение, с четко выраженным расположением центра тяжести вблизи основания погруженного фрагмента (рис. 6). Вероятно, подобные различия в расположении крупного кластического материала контролируются прежде всего неоднородной степенью разуплотненности отложений, слагающих ложе селевого потока. Иногда можно наблюдать (в разрезе шурфа, рис. 5, сл. 6), как длинные оси у «плавающих»в мелком галечнике валунов имеют одинаковый наклон, что, скорее всего, связано с упоминавшимся постседиментационным движением материала воздействием фронтальной волны селевого потока. Естественно, преобразования отложений ложа под воздействием селевого потока не ограничиваются отмеченными «утопленниками». Другая, большая, часть выпавшего кластического материала, имеющего меньшие размеры, может оставаться на поверхности ложа. Это, например, упоминавшиеся ранее разобщенные валуны, находящиеся в гори-

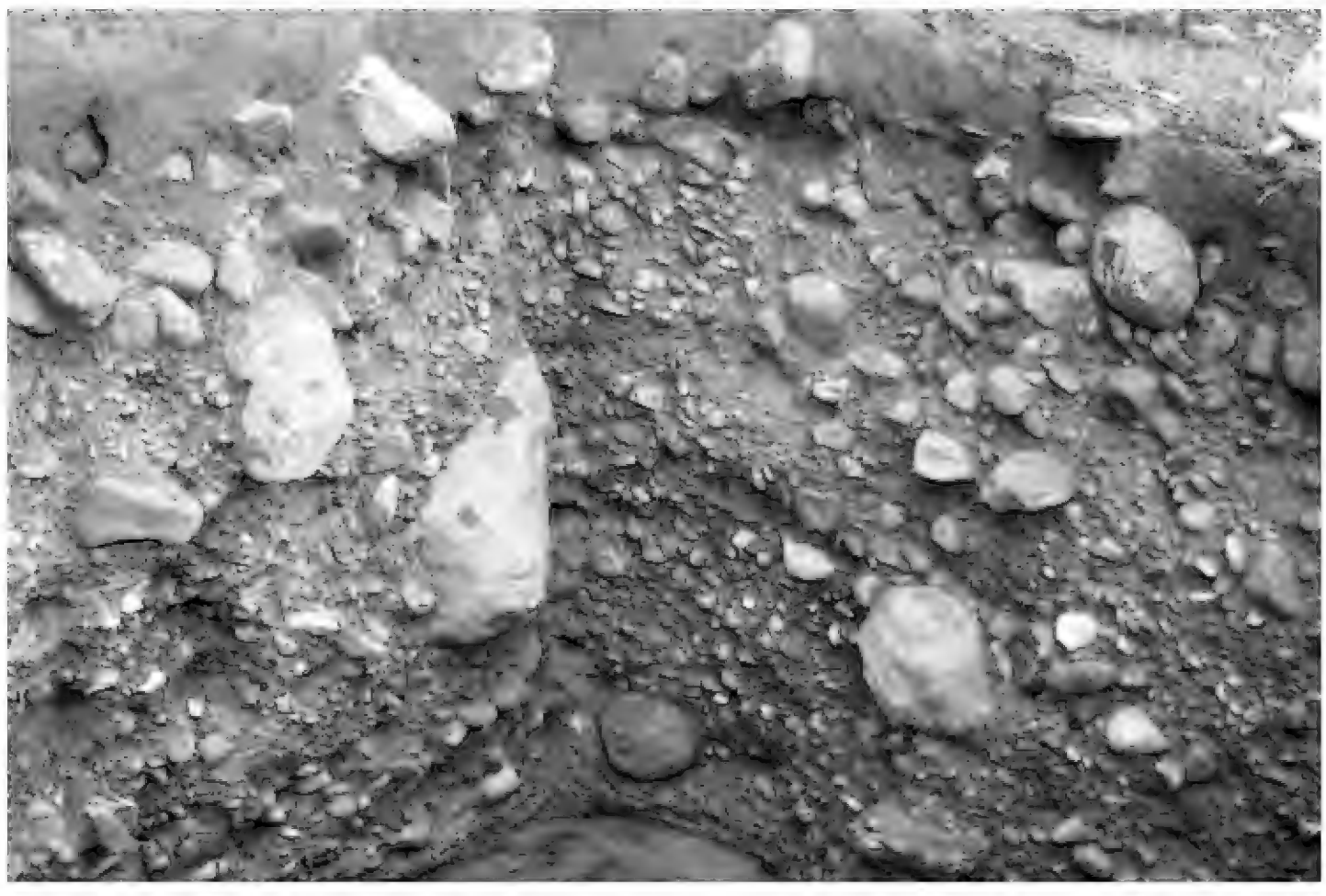


Рис. 6. Крупный валун-глыба-«утопленник» в толще сравнительно мелкого гравийно-галечного материала. Зачищенная грань имеет высоту 0,6 м

зонтальном положении (рис. 5, сл. 10). Возникновение перечисленных вариантов сочетаний гранулометрически разнородного материала может быть объяснено главным образом интенсивным кинемато-динамичным воздействием селевого потока на ранее сформированную толщу аллювия. В этом отношении было выделено несколько типов данного воздействия: (1) процесс разуплотнения, который способствует возникновению специфического гранулометрического состава, в рыхлых отложениях, ложа селевого потока, (2) проявление в толще отложений ложа признаков вторичного течения, (3) весьма необычный процесс, названный автором «излиянием», в ходе которого происходит локальный вынос материала отложений ложа, (4) неоднократные возникновения «грязевых» потоков (рис.-7), внутри которых отчетливо вырисовывается облекающая наслоенность галечного материала. Подобного типа наслоенность может рассматриваться, по мнению автора, в качестве надежного индикатора «течения лишь увлажненного грязевого потока пастоподобного типа».

О кинемато-динамичном воздействии движущихся фрагментов склоновых образований на ранее отложенные образования конуса выноса селевых и аллювиальных отложений

В отношении воздействия движущихся склоновых блоков на толщу отложений аллювиально-селевого комплекса, образующих конус выноса в нашем распоряжении имеется очень мало материалов. Но тем не менее мы сочли возможным их изложить в основном с целью дальнейшего привлечения внимания исследователей к этому интересному вопросу. В данном случае речь опять пойдет о разрезе в карьере Карахач, вскрытом шурфом (рис. 5). Напомним, что этот шурф был задан в привершинной части конуса выноса. Карьером оказалась вскрыта толща интересующих нас отложений весьма специфического типа, которая оказалась перекрыта склоновыми отложениями. Изучение зоны контакта склоновых образований с подстилающими комплексом аллювиально-селевых образований, выявил ряд индикаторов, позволяющих утверждать о значительном динамическом преобразовании основания склоновых образований на подстилающие отложения [Лаврушин и др., 2017].

В строении отложений данного комплекса были выделены проявления активного динамического воздействия, представленные сланцевидного типа наслоенностью в прослоях алеврита (слои 8, 11 и 13). По нашему мнению эти специфические образования в виде повторяющихся прослоев сланцевидного алевритового материала отражают зоны надвига в виде наложенные друг на друга слабо наклонных надвинутых друг на друга чешуй аллювиально-селевого комплекса. Возникновение подобного строения объясняется нами кинемато-динамичным воздействием движущегося блока склоновых образований по поверхности конуса

Рис. 7. Возможное кинемато-динамичное воздействие селевого потока на верхнюю часть аллювиальных отложений. В результате подобного воздействия происходило неоднократное образование грязе-каменных потоков

выноса, сложенного аллювиальными и селевыми образованиями. Плоскости надвигов возникших при движении чешуй на рисунке показаны красными линиями. При этом важно, что для алевритовых прослоев характерна повышенная плотность и слабо выраженная тонкая наслоенность, которая относится нами к сланцевидному типу. На рис. 5 голубые линии отражают смену типа осадконакопления: аллювиального на селевый а красные линии- зоны надвигов. При такой интерпретации, как это можно видеть на рис. 5 (фото), становится понятным необычное содержание в вулканическом пепле линз галечно-валунного материала, которые по нашему мнению были ассимилированы из аллювиальных образований. Предлагаемая новая интерпретация строения разреза принципиально не меняет высказанную ранее генетическую трактовку отложений, а лишь уточняет возникновение некоторых особенностей строения пачки отложении при интенсивном кинемато-динамичном воздействии. Остается обратить внимание на то, что на приводимом рисунке специально с целью устранения возможного возникновения путаницы, сохранены номера слоев первоначально выделенных археологами. Важно отметить два момента. При новой интерпретации прослои сланцевидных алевритов, по которым скользили чешуи, первоначально может быть представляли собой отложения коры выветривания базальтов или являлись отложениями небольшого водоема. Второй момент связан с необходимостью более осторожного подхода к анализу стратиграфического положения каменных орудий древнего человека. Скорее всего распространение орудий почти по всему разрезу является кажущимся и обусловлено повторяющимся расположением одновозрастных чешуй.

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ГОРНО-ДОЛИННЫХ СЕЛЕВЫХ ВОДОКАМЕННЫХ ПОТОКОВ

В данном разделе главное внимание сосредоточено на рассмотрении основных зон осадконакопления, присущих горно-долинным селевым водокаменным потокам. Излагаемые ниже представления базируются на выводах, полученных в предыдущих разделах настоящей статьи.

Прежде всего рассмотрим таксономический ранг селевых образований. Как показано выше, среди этих образований выделяется несколько типов, которые обладают общими особенностями. Первая особенность – это парагенетическая связь с аллювиальными, ледниково-водными и гравитационными образованиями. Связь селевых образований с последней генетической группой континентальных отложений обусловлена кратковременностью селевых событий, а также лавинными скоростями осадконакопления катастрофического типа, характерными для некоторых фациальных обстановок. Вторая особенность состоит в том, что селям, как потоковым образованиям, свойственна разная, но достаточно высокая плотность, что позволяет отнести их к особому типу высокоплотностных и одновременно высокоскоростных континентальных образований. Особенно это касается грязевых селевых потоков. При этом, как было показано ранее [Лаврушин и др., 2015а], уже в процессе транспортировки может формироваться почти полностью «готовое» осадочное образование. Одним из важных процессов накопления селевых отложений в этом случае является отслаивание постепенно уплотняющегося переносимого материала. Важно также отметить, что поток наносов грязевых или грязекаменных селей может практически нацело состоять из высокоплотностных образований. Наконец, последняя особенность, которую необходимо особенно подчеркнуть – это достаточно широкий спектр гидрологических особенностей свойственных для разного типа селевых образований. Хотя, когда речь идет о грязевых потоках, эрозионных склоновых формах равнинного селеобразования, обладающих крутым продольным профилем, собственно гидрологический режим не всегда является важнейшим фактором. Как известно, некоторыми исследователями орогенных областей отложения селей рассматриваются в качестве фаций горного аллювия. По мнению автора, уже перечисленные выше особенности строения и формирования селевых образований позволяют рассматривать их в качестве самостоятельного генетического типа континентальных образований, к сожалению, еще недостаточно изученного в настоящее время.

Что касается горно-долинных селевых образований водокаменного типа, которым посвящена настоящая статья, необходимо отметить, что днища долин рассматриваются нами только как желоба или каналы кратковременно проходящих селей. Доказательства того, что в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности селевых потоков образуются «лестницы» террас в долинах горных рек, отсутствуют. Изложенные выше данные о гидрологии водокаменных селевых потоков позволяют считать, что они производят в основном эрозионную деятельность. Более того, мощное кинемато-динамичное воздействие этих потоков на ложе по мнению автора, не исключает вообще их ведущей роли в разработке горных долин.

Осадконакопление горно-долинных селевых потоков, как было показано, принципиально различается в разных частях потока: в зоне желоба,

в латеральных частях, прилегающих к подножию склонов долин, и на поверхностях низких террас, кратковременно заливаемых во время селевого половодья.

Одним из важнейших типов селевого осадконакопления является конвейерно-прерывистый тип. Важнейшей особенностью осадконакопления является высокоскоростная динамика осадконакопления. Возникновение подобного типа седиментогенеза обусловлено спецификой гидрологического режима потока наносов: периодическим сбросом громадных порций транспортируемого крупного материала из фронтальной волны селевого потока. Данный процесс происходит при достижении перенасыщенности транспортируемым материалом лобовой части фронтальной волны. Высокая турбулентность потока этой части фронтальной гряды и массовый сброс транспортируемых наносов разного гранулометрического состава способствуют образованию гряд разной высоты (от еле заметных до 10 м и даже больше), ориентированных поперек селевого канала, сложенных преимущественно скоплением несортированного разновеликого материала. Отложения этих гряд выделены в соответствующую фацию «моментального или залпового» сброса материала из потока, перегруженного наносами. Среди отложений ложа селевого потока были выделены два типа валунных мостовых: (1) фация валунной мостовой с разобщенно лежащими валунами, возникающая при продолжающемся движении фронтальной волны, и (2) фация валунной мостовой с характерной черепитчатой укладкой валунов, отражающая процесс седиментационного сдвига. Отложения фации последнего типа возникают вследствие сочетания двух факторов: (1) локального прекращения движения поверхностного материала ложа селевого потока в связи с формированием поперечных гряд, состоящей из «сброшенных» наносов лобовой части фронтальной волны; (2) сдвигово-надвигового воздействия на валуны прохождения последующих (после фронтальной волны) поперечных волн селевого потока, о чем свидетельствует налегание слоя валунов с черепитчатой укладкой на нижнюю часть пологого склона поперечной гряды, обращенного вверх по течению. Наконец, целесообразно выделить фацию вторичной транспортировки отложений ложа, возникающую в основном при ударно-турбулентного, воздействия фронтальных поперечных волн. В результате этого воздействия формируется своеобразный гранулометрический состава отложений, содержащий так называемых «утопленников» – погруженных в мелкий галечник валунов. Все вышесказанное имеет отношение к центральной части канала прохождения селевого потока. Что касается боковых частей канала, то здесь в более древних аллювиальных отложениях, представленных крупным галечным материалом, происходит некоторая модификация укладки этого материала.Как отмечалось ранее [Лаврушин и др., 2015б], в латеральной части селевого потока основное воздействие может быть направлено под острым углом к бортовой части канала. В результате может формироваться «уложенность» материала по боковым, коротким осям галек. При необходимости более детального фациального расчленения эти отложения могут быть выделены в соответствующую фацию. Кроме того заслуживает дополнительного анализа и изучения отложения потоковых грязекаменных образований, подстилающих отложения валунной мостовой (см. рис. 7; в табл. 2 отложения последних двух фаций пока не помещены). На приводимом рис. 7 овальными пунктирами на рисунке обозначены «грязевые» потоки, сложенные песчано – гравийно-галечным материалом, в котором заметна облекающего типа наслоенность, свидетельствующая об их достаточно высокой плотности как мы полагаем, близкой к пастообразной консистенции. Важно отметить, что на приводимой фотографии отражается неоднократность прохождение данного типа потоков. Но окончательной аргументации о причинах возникновения пока не имеется. В этом плане нами допускаются два возможных варианта. По первому из них – это может быть результат кинемато-динамичного воздействия позднее проходивших селевых потоков. В этом плане важно отметить наличие выше по разрезу отложений валунной мостовой с черепитчато уложенными крупными валунами. Второй вариант возникновения грязевых потоков возможно связан с неоднократными проявлениями палеосейсмических процессов, воздействовавших на увлажненные разуплотненные отложения, вызвавших образование гравитационных грязекаменных потоков. При любом варианте оказывается вполне допустимым, по нашему мнению, отнесение данных образований к отложениям фации гравитационных высокоплотностных грязевых потоков. В отношении причин возникновения данных потоков, как указывалось, окончательно обоснованной версии пока не имеется.

Что касается латеральных частей селевого потока вблизи подножия бортов долины, то на этих участках формируются латеральные гряды, состоящие из генетически смешанных отложений. Их основу составляют лишь частично переотложенные гравитационные склоновые образования осыпей и обвалов с некоторым участием материала отложений потока наносов. Эти отложения в виде латеральных прерывистых гряд-могут быть отнесе-

Таблица 2.

Динамические фации отложений горно-долинных и склоновых водокаменных селевых потоков

- Группа фаций отложений ложа и днища горно-долинных селевых потоков
  - Фация отложений ложа канала селевого потока, сложенного рыхлыми отложениями с проявлениями постседиментационного кинемато-динамического воздействия в виде процессов разуплотнения и образования специфического гранулометрического состава
  - Фация толщи отложений ложа с проявлением признаков возникшего вторичного течения
  - Фация валунной “мостовой”, образованной разобщенными валунами, отражающей замедление движения фронтальной волны
  - Фация отложений поперечной гряды, возникшей при “залповом” (моментальном) сбросе материала из фронтальной волны
  - Фация отложений валунной “мостовой” с укладкой валунного материала, отражающего эффект седиментационного сдвига-надвига валунов.
  - Фация отложений песчано-глинистого материала в западинах на поверхности днища долины, накопление которых происходило после завершения селевого события
- Группа фаций отложений склонового селевого потока (зоны мобилизации и транспорта материала)
  - Группа фаций отложений зоны мобилизации, представленная разными типами склоновых гравитационных образований, являющихся первоначальным источником формирования потоков наносов
  - Фация отложений локальной аккумуляции в канале селевого потока, проявляющаяся в виде полного заполнения глыбами участка канала; верхняя по течению часть данного участка имеет воронкоподобную форму скопления глыб
  - Фация покрова глыб на поверхности склона, непосредственно прилегающего к бровкам канала - отложения латеральных частей возникшего концентрированного потока наносов
- Группа фаций отложений зоны аккумуляции в средней части шлейфа и конуса выноса склонового селевого потока
  - Фация отложений скопления глыб потоковолюдобной морфологии шлейфа селевых образований
  - Фация отложений преимущественно алеврито-глинистого состава средней части шлейфа селевого потока
  - Фация отложений песчано-глинистого материала средней части латеральной части шлейфа селевого потока
  - Фация отложений интенсивно заглиненного или хорошо промытого валунно-галечного материала в фрагментах русел в средней части конуса селевого потока
  - Фация отложений грязекаменных потоков на поверхности конуса выноса
  - Фация отложений “сползших” пластиноподобных фрагментов толщи селевых образований в привершинной крутонаклонной части конуса выноса

ны к особой фации отложений селевых отложений, которые отражают зону повышенной аккумуляции и накопление происходит чаще всего в обстановке лишь максимального уровня селевого потока.

Наконец, необходимо отметить, что прерывистость латеральных гряд, а также их пространственная ассоциация с парагенетически связанными поперечными грядами в долинных селевых потоках могут рассматривается в качестве одного из дополнительных индикаторов конвейерно-прерывистого типа селевого седиментогенеза.

Еще один важный момент, на который обращалось внимание в недавно опубликованной статье [Лаврушин и др., 2015], состоит в том, что во время завершающего этапа прохождения селевого потока на поверхности днища долины в отрицательных неровностях рельефа, (как показали исследования в днище карьера Карахач), возникают мелкие временные водоемы, в которых происходит осаждение мелкозема, находившегося во взвешенном состоянии (рис. 8). Отложения, близкие по гранулометрическому составу, накапливались в естественных и искусственных западинах вблизи русла р. Кынарга в окрестностях пос. Аршан (Республика Бурятия) в завершающую стадию прохождения селевого паводка склонового типа. Подобные образования выделяются нами в отложения фации мелких водоемов завершающей стадии прохождения селевого потока. Как показали исследования [Макаров и др., 2014], во время завершающей стадии селевого потока, с неравномерной интенсивностью продолжавшегося около 15 час, в днище небольшого карьера, вблизи русла реки у дер. Тагархой, поверх почвенного покрова была отложена толща преимущественно алевритово-глинистого материала с примесью мелкозернистого песка, мощностью около 1 м, находившегося во взвешенном состоянии в водах селя. Эти данные свидетельствуют о значительном содержании взвешенных наносов, в селевом потоке, что обуславливало значительную скорость осадконакопления. Кроме того, по простиранию селевого потока данного типа выделяется по крайней мере три разобщенные зоны аккумуляции гранулометрически разного типа материала. Одна из них приурочена к долине р. Кынарга, в пределах которой, как упоминалось, в локальной застойно-водной обстановке происходила частич-

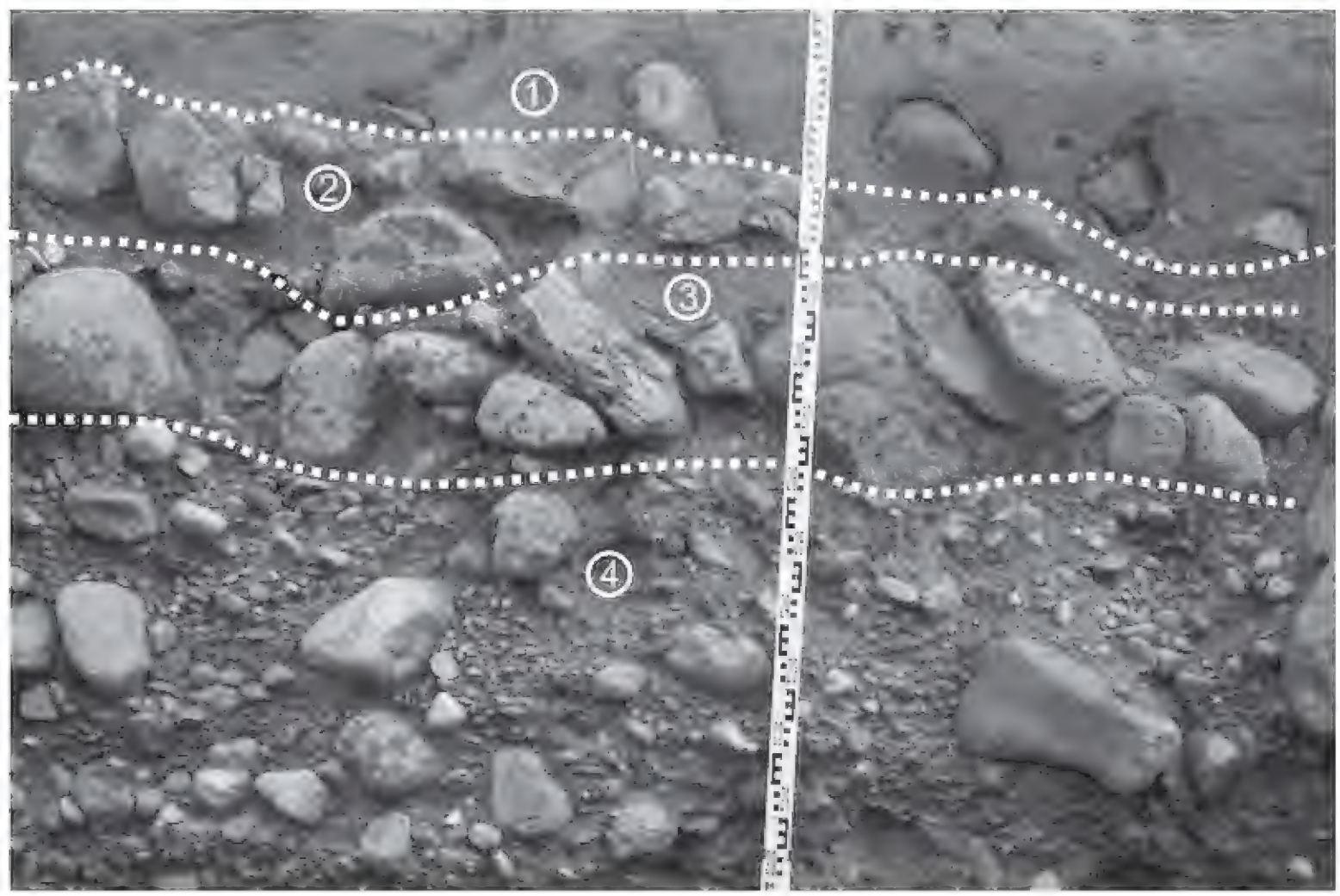


Рис. 8. Фрагмент строения отложений верхней части конуса выноса в разрезе верхней части шурфа в днище карьера Карахач

1 – отложения небольшого подпрудного водоема; 2 – отложения валунной мостовой разобщенных валунов; 3 – фрагмент отложения валунной мостовой с черепитчатой укладкой валунно-мелко глыбового материала; 4 – аллювиальные отложения одной из проток на конусе выноса преимущественно гравийно- мелкогалечного материала. В отложениях имеются «утопленники» средних и мелких валунов, проникших в толщу аллювиальных образований в результате разуплотнения отложений при кинемато-динамичном воздействии селевого потока

ная аккумуляция взвешенных в водном потоке осадков. Вторая зона, выделенная в нижней части склона хр. Тункинские Гольцы, характеризуется скоплением разновеликих неокатанных глыб, расположенных почти линейно по падению склона в виде так называемой «глыбовой реки» (рис. 9). Мощность этой «реки» в ее фронтальной части достигает 3–4 м. Отмеченное расположение глыб на склоне хребта указывает на существование мощного водного потока струйного строения, не ограниченного по латерали какими-либо значительными бортами. Подобная линейная концентрация глыбового материала является характерной особенностью динамики процесса селевого осадконакопления склонового типа, который рассматривается ниже на основе материалов, опубликованных в местных изданиях и лишь частично дополненных кратковременными собственными наблюдениями. Наконец, третья латеральная зона преимущественного накопления алеврито-глинистого материала расположена в долине р. Кынарга, отражает предельно-пространственное распространения селя.

ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СКЛОНОВОГО ВОДОГЛЫБОВОГО СЕЛЕВОГО ПОТОКА

В данном разделе рассматриваются некоторые особенности селевого осадконакопления, характерные для склонового селевого потока на примере селевого события, которое произошло в ночь с 27 на 28 июня 2014 г. на окраине пос. Аршан Тункинского района Республики Бурятия. По своему типу это было катастрофическое событие, во время которого были разрушены или частично повреждены жилые постройки, дорога, серьезно пострадал мост через реку, были ранены несколько жителей, а одна женщина погибла. По данному событию имеется уже несколько публикаций, в которых на основе результатов детальных исследований, изложены представления о причинах возникновения данного опасного природного события и высказаны соображения о принятии определенных мер по минимизации возможного ущерба для городского поселения в дальнейшем. Результаты кратковременных наблюдений автора касаются главным образом процессов седиментогенеза, меньше всего

Рис. 9. Глыбовая «река» Аршанского селевого потока (фото Макарова С.А.)

освещенных в имеющихся публикациях. Оригинальные данные дополнены литературными материалами, а также авторским анализом снимков, сделанных космическими аппаратами и опубликованных в программе Google Earth.

Очень кратко приведем важные для последующего изложения некоторые общие положения. Поселок Аршан расположен в непосредственной близости от подножия южного склона хр. Тункинские Гольцы на абс. высоте около 800 м в латеральной присклоновой части Тункинской депрессии. Латеральная часть склона хребта, перекрыта, по данным иркутских геологов, мощным шлейфом селевых образований. Верхняя часть прилежащего хребта расположена на высоте около 2000 м. По данным [Макаров и др., 2014; Акулов и др., 2016], сель возник в результате локального грандиозного ливня, выпавшего в ночь с 27 на 28 июня 2014 г. Каких-либо проявлений сейсмических событий, которые могли бы способствовать его возникновению, не установлено, хотя району свойственна высокая сейсмическая активность и принадлежность к Аршанской палеосейсмогенной структуре.

Первоначальная область мобилизации материала селевых образований расположена в привершинной части хребта. Предварительная концентрация обломочных образований, участвующих в формировании первичного по составу потока наносов, приурочена к днищам падей и каров, которые рассматриваются автором в качестве временных седиментационных ловушек (рис. 10, 11). Судя по количеству материала, накопившегося в днище кара 1, уже возникают определенные неблагоприятные предпосылки для возникновения нового селевого события.

Рассматриваемый южный склон хребта, на котором свойственны проявления крупных селевых потоков катастрофического типа, сложен комплексом отложений архейско-протерозойского возраста, в которых развита значительная складчатость и тектоническая раздробленность. Это, а также гип-

Рис. 10. Общий вид вершинной части хребта Тункинские Гольцы: многочисленные кары, на склонах их эрозионные борозды

сометрическое положение области мобилизации материала способствует развитию интенсивного физического выветривания, образованию значительного количества разновеликого обломочного материала, являющегося необходимой составной частью селевых образований. Возникающие дожди, а также тектоническая раздробленность, крутые склоны (достаточно напомнить, что днища некоторых падей и каров имеют уклон, превышающий 20°, а крутизна склонов достигает 30–40° [Макаров и др., 2014]) приводят к широкому развитию гравитационных склоновых процессов. В результате на склонах каров имеются оползневые цирки, к которым иногда приурочены осыпи, а также упоминавшиеся эрозионные борозды. Таким образом, начальная подготовка материала и его концентрация в седиментационных ловушках для его последующей транспортировки водными потоками происходит за счет главным образом интенсивных склоновых гравитационных процессов. Кроме того, непосредственно в днищах падей и каров при анализе космических снимков, были обнаружены увлажненные плывунные образования покровного типа, иногда имеющие потоково-лопастную форму, которые наподобие конвейерной ленты под влиянием гравитации и увлажнения транспортируют обломочный материал в устьевые части отрицательных неровностей рельефа (рис. 10, 11). По данным Н.Н. Зонова [1962/2014], повторяемость возникновения селевых паводков в данном районе происходит с промежутками 5–10 лет. Следовательно, в этот временной интервал за счет склоновых процессов накапливается дезинтегрированный материал в количестве, достаточном для первоначального возникновения значительного потока наносов. Тем не менее приходится констатировать, что в днище кара 1, судя по анализу космических снимков, накопилось уже достаточно много материала. Это создает предпосылки для возникновению нового селевого события в данном районе.

Рис. 11. Кары №1 (Аршанский) и №2. В днищах кара Аршанского хорошо дешифрируются грязевые плывунные потоки, «подрезающие» эрозионные борозды. В днище кара №2 имеются овальной формы отложения оползневых бугров. В каре Аршанском цифрой 3 обозначены сохранившиеся остаточные отложения Аршанского селевого события

На рис. 11, 12 приведены два кара, отличающиеся друг от друга по глубине вреза. Днище кара 2 почти на всем ее протяжении дренировано временным ручьем, в который непосредственно с правого склона впадают другие ручьи. Низовья борозд, имеющихся в правом борту, оказались перекрыты или «подрезаны» увлажненным грязевым покровом, покрытым травяно-моховой растительностью. Иная ситуация на правобережье днища, где развиты оползневые бугры. В каре 1 на том же рисунке все днище покрыто плывунными покровами, который «подрезал» устьевые части склоновых борозд. На выходе из ложбины из-под фрагмента покрова «плывуна» видно скопление не покрытого растительностью щебенчато-глыбового материала, который можно считать остаточными образованиями ранее сходившего катастрофического селя. Как следует из анализа космического снимка за 26.09.2016 г. за последние два года после Аршанского селевого события произошло почти нацело перекрытие остаточных селевых образований непосредственно в днище кара, что позволяет говорить о достаточно высокой динамичности склоновых процессов в вершинной зоне хребта.

В зоне транспорта несомого материала катастрофический ливневый водный поток на весьма крутых склонах хребта приобретал струйную структуру, благодаря наличию мелких склоновых ложбин. Специфика внутреннего струйного строения потоков состояла в том, что эти ложбины не имели каких-либо значительных бортовых ограничений. Водные потоки подмывали скопившийся на склонах обломочный материал, а значительная крутизна склонов способствовала сбросу, смыву и вовлечению в преимущественно гравитационную транспортировку крупных скальных глыб, вес ко-

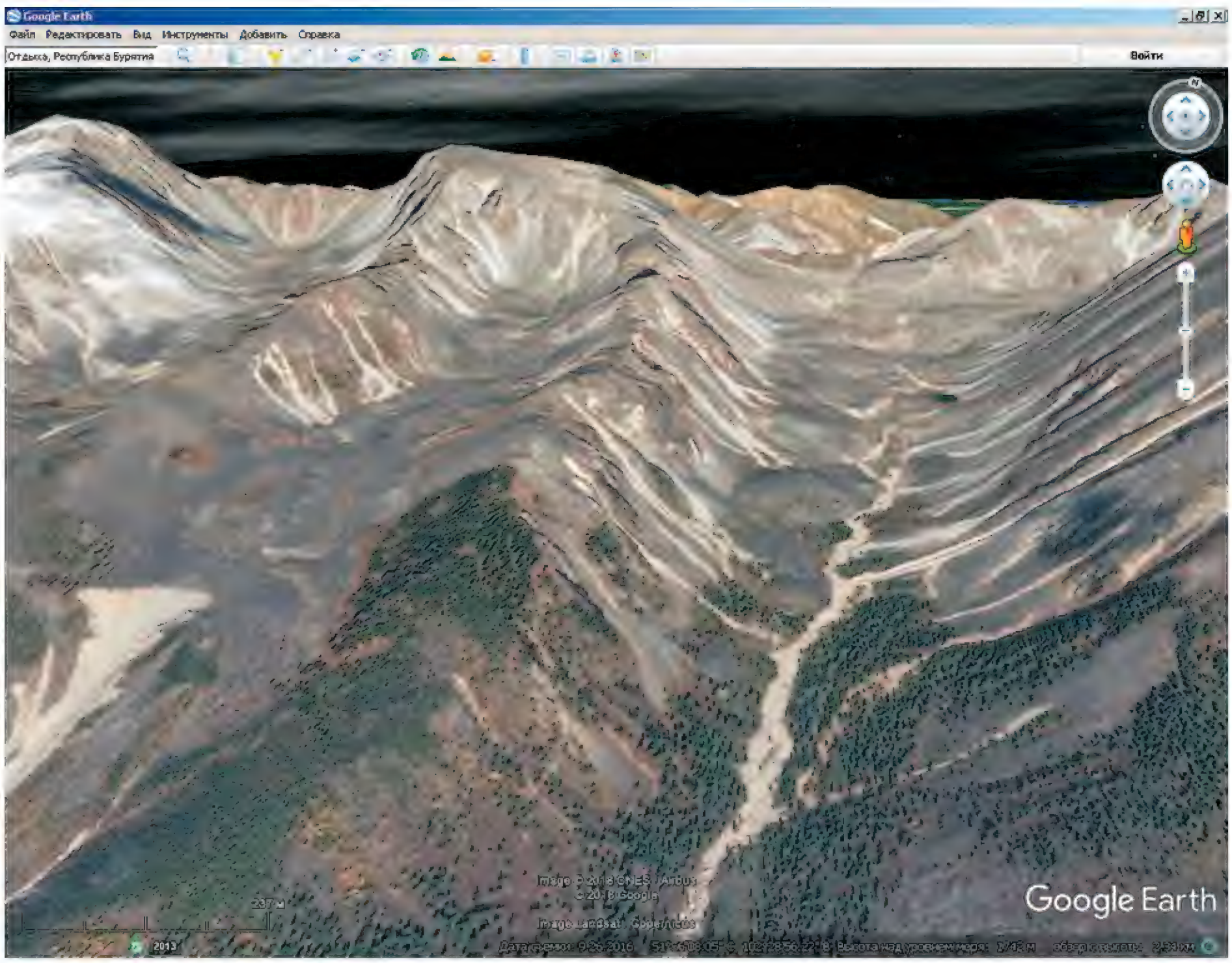


Рис. 12. Кары №№ 1 и 2.Демонстрируются в более крупном масштабе

В каре № 2 на бортах заметны оползневые цирки, на днище вблизи цирков имеются бугры оползневых блоков, окруженных оползневыми потоковыми образованиями. В каре № 1 практически все днище покрыто оползневыми образованиями. Это свидетельствует о том, что ведущую роль в данном районе в склоновой денудации имеют оползневые процессы.

торых превышал несколько тонн. Таким образом, «перенос» крупноглыбового материала на крутых склонах хребта и его транспортировка в зону аккумуляции осуществлялись главным образом под совместным действием гравитационных процессов и водных потоков. Активная водно-струйная высоко динамичная напорная потоковая среда в своей основной части имела, скорее всего, смачивающее и подмывающее воздействие, в ходе которого могли возникать скольжение, подмыв крупных блоков и нарушение их устойчивости на крутых склонах. Отсюда своеобразие транспортировки материала в рассматриваемой зоне, осуществлявшейся под динамичным воздействием водно-гравитационных процессов. Водная среда, при этом, особенно в отношении крупных глыб, играла лишь роль своеобразного «спускового крючка». Не исключено, что подобного типа процессы можно рассматривать даже в виде специфических водокаменных лавин, отличающихся чрезвычайно высокой кинематодинамичной интенсивностью гравитационно-водных процессов. При этом, скорость движения крупных блоков коренных пород могла превышать скорость течения водного потока, а на почти отвесных склонах движение этих блоков могло осуществляться даже над водной поверхностью.

Высказанные соображения о внутренней структуре мощного ливневого водного потока, возникшего на крутом склоне хребта, основываются на следующих двух моментах. Первый из них относится к положению глыбовой части потока наносов в зоне преимущественной аккумуляции этих образований в виде «глыбовой реки» с четко ограниченным по ширине распространением глыбового материала, без участия ограничивающих его положительных форм рельефа. По краям «глыбовой реки» имеется лишь сосновый лес (рис. 9). Линейная концентрация глыб, их «руслоподобное» пространственное распространение позволяют реконструировать наиболее динамичную часть водного потока, в основании которого транспортировался крупный глыбовый материал. Второй момент относится е водной толще, стекающей по крутосклонной поверхности. Обычно в подобных ситуациях поток становится более узким и в нем начинает проявляться струйная структура потока. В днищах пологосклонных ложбин имеются эрозионные каналы, некоторые из которых частично заполнены глыбовым материалом. Как правило, поблизости от этих участков в парагенезе с ними находятся не заполненные обломочным материалом открытые участки каналов. Последние нами рассматриваются в качестве обходных фрагментов русла, преодолевающим потоком возникшую «пробку».

В ходе анализа снимков крутого склона хребта в зоне преимущественного транспорта материала были обнаружены проявления локальной аккумуляции материала двух типов, приуроченные к каналу стока селевого потока. Эти проявления частичной аккумуляции, представлены в виде участков канала, заполненых крупнообломочным материалом. В плане у гипсометрически верхнего их окончания они имеют остро-конусовидную, точнее, воронкообразную форму, обращенную вверх по склону, и трубкоподобную часть, ориентированную вниз по склону (рис. 13). Эти воронкоподобные скопления грубого материала, заполняющего канал стока наиболее динамичной части селевого потока, повторяются по своему высотному положению примерно через 60-100 м и представляют по нашему мнению модифицированный вариант поперечных гряд, возникших в результате моментальных «залповых» сбросов транспортируемого наиболее крупного материала. Таким образом, для рассматриваемого типа водокаменного селевого потока в зоне активной транспортировки потока наносов на склоне, также как и для горно-долинных водокаменных селевых потоков, оказалась характерна пульсационно-очаговая аккумуляция несомого материала, морфологически отличающаяся лишь своей воронкообразной формой заполнения канала стока обломочным материалом. Второй тип проявления локальной аккумуляции материала в рассматриваемой зоне приурочен к латеральным частям незаполненных материалов участков канала. В этом случае, начиная от бровок кинала на поверхности склона имеется узкая полоса на поверхности склона, которая на снимках не поддается детальной морфологической расшифровке. Тем не менее, как мы считаем эти россыпи могут быть аналогами латеральных гряд горно-долинных селевых потоков, упоминавшихся ранее. При такой их седиментационной интерпретации данные скопления, непосредственно оконтуривающие селевый канал также отражают начальной процесс локальной аккумуляции.

Необходимо напомнить еще один важный момент. Выше говорилось о пространственной разобщенности аккумуляции разного по размерности транспортируемого материала в рассматриваемом типе селевого потока. Это выражается в наличии подзоны преимущественной аккумуляции достаточно чистого глыбового материала и двух зон накопления относительно тонкозернистых образований, в которых могут быть выделены две группы соответствующих фаций. Кроме того, это не исключает возникновения в потоке наносов рассматриваемого типа селевых потоков существующей внутренней расслоенности, части которой двигались с неодинаковой скоростью и транспортировались на разное расстояние.

В заключение данного раздела приведем данные о петрографическом составе глыбового мате-

Рис. 13. Воронкоподобного типа скопления грубого материала заполненный обломочным материалом канал селевого потока. В непосредственной близости от данного участка располагается незаполненный материалом вновь прорезанный канал, который был создан, освободившимся от грубых наносов водным потоком

риала [Макаров и др., 2014; Акулов и др., 2017]. Согласно приведенной библиографической ссылке, глыбы, слагающие «глыбовую реку», на 60% представлены различными видами гранитоидов, среди которых доминируют биотитовые граниты, порфировые граниты и плагиограниты китойского комплекса. Встречаются также глыбы сланцев, мраморов и мраморизованных известняков. Что касается упоминавшихся очень крупных глыб, которые находились на поверхности движущегося глыбового потока, можно предположить, что во фронтальной волне поток глыб был хотя достаточно плотным, но продолжал свое движение. В качестве предположения нами допускается, что значительную роль в транспортировке продолжал играть гравитационный фактор.

Что касается водной части потока, то можно с уверенностью говорить о том, что в толще воды во взвешенном состоянии находилось много песчано-алевритового материала. Об этом, в частности, свидетельствует присохшая корка песчано-алевритового материала на стенах детского реабилитационного корпуса санатория, достигавшая уровня четвертого этажа. Как отмечалось в публикациях в этом районе в руслах местных речек после прохождения селевого паводка образовался достаточно значительный покров наилка [Макаров и др., 2014; Акулов и др., 2016]. Все эти данные позволяют считать, что для селевого потока, во всяком случае на склоне и у подножия хребта вблизи латеральной части Тункинской впадины, было характерно расслоение потока на две части– верхнюю водную, насыщенную мелкоземом, находившимся во взвешенном состоянии, и нижнюю «обломочно-глыбовую», транспортировка материала которой осуществлялась главным образом благодаря гравитационному скатыванию крупных

обломков скальных пород. Естественно, на процесс «скатывания» этих фрагментов значительное влияние оказывали гравитация, крутизна склонов и нахождение потока глыб в активно текущей водной среде. В этом плане следует отметить, что пространственное распространение глыбового потока и его аккумуляция приурочены к более пологой латеральной части Тункинской впадины, непосредственно прилегающей к крутому склону хребта. «Глыбовая река», заканчивающаяся относительно небольшим распластанным конусом, оказалась образована громадным скоплением глыб (рис. 9). В своей краевой части конусовидная насыпь заходит в прилегающий к ней сосновый перелесок. Интересно, что часть сосен вблизи самого края конуса не «срезана» селевым потоком и деревья сохранили свое вертикальное положение. Это, видимо, связано с резкой остановкой двигавшегося глыбового потока несколько выше по течению. В зоне деревьев, сохранивших свое вертикальное положение, возможно, был развит лишь шлейф глыбового конуса, как упоминалось, мощностью до 3–4 м. Важно отметить, что на стволах сосен было обнаружено прерывистое воздействие селя. Снизу стволы до высоты 3–4 м оказываются «погруженными» в глыбовую «насыпь». Незначительные повреждения коры имеются лишь на высоте примерно около метра над поверхностью глыбового потока. Выше ствол дерева почти не поврежден, имеет хорошо сохранившуюся кору. Но на высоте около 8–10 м над поверхностью глыбового нагромождения на стволе сосны были вновь видны значительные повреждения коры, вплоть до появления участков оголенного ствола. По-видимому, самые верхние повреждения коры деревьев отражают высоту фронтальной волны селевого потока, а нижние повреждения – одну из его заключительных фаз. Оба уровня повреждения коры на деревьях возникли вследствие воздействия на них плывшими в потоке стволами деревьев.

На космических снимках по району схода Аршанского селя были обнаружены «следы» частичного размыва поверхности глыбового потока, произошедшего в завершающую стадию этого селя. Эти проявления выражены в виде узких эрозионных борозд, направленность которых совпадает с наклоном прилежащего склона хребта. Поперечные борозды вероятно отражают продльную прерывистость формирования «глыбовой реки». В рассматриваемой периферической части поверхности глыбового потока, в пределах имеющихся небольших неровностей его поверхности, ограниченных крупными глыбами, обнаружены «пятна» песчано-гравийного материала, образованные, скорее всего, в кратковременно существовавших остаточных лужах, в которых происходил «сброс» песчано-гравийного материала из остановившегося или замедлившего свое движение водного потока. Эти образования можно было бы отнести к отложениям субфации кратковременно существовавших остаточных водоемов фазы завершения схода селевого потока, но их мощность, пространственное распространение настолько незначительны, что на данной стадии изучения склоновых селевых образований актуальность выделения данной субфации представляется преждевременной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в настоящей статье материалы, а также анализ опубликованной литературы позволили сформулировать основные закономерности динамики селевого осадконакопления, сосредоточив главное внимание на рассмотренных горно-долинных и склоновых типах селевых потоков.

1. Селевый седиментогенез является высокоскоростным экстремальным типом процесса осадконакопления. Важнейшей особенностью аккумуляции рассматриваемых типов селевых потоков является пространственная разобщенность аккумуляции транспортируемого материала различного гранулометрического состава. В зоне транспорта аккумуляция транспортируемого материала имеет прерывистый характер, что обусловлено спецификой гидрологического режима. В этой зоне происходит локальная моментальная (залпового типа) аккумуляция наиболее грубого материала, содержащегося в потоке наносов. Водный поток, содержащий в основном взвешенные наносы, преодолев возникшую преграду в селевом канале, в силу резко возросшей эрозионной способности, вновь начинает создавать в основании потока наносов транспортируемое скопление грубого глыбового материала. В результате, особенно на крутых участках ложа, может возникнуть специфическое образование, выделенное как водно-глыбовая лавина, способная транспортировать при участии гравитационного фактора крупные глыбы, вес которых может достигать нескольких тонн. Особенности динамики движения селевого потока, изменчивость состава крупного обломочного материала в потоке наносов определяют наличие парагенетической связи между изменениями петрографического состава валунно-глыбовых грядовых скоплений проявлений локальной аккумуляции и вариациями состава отложений склона. Вместе с тем состав более мелкого материала, транспортируемого во взвешенном состоянии, может оказаться более консервативным, одновременно более сложным и может отражать усредненную пробу из состава отложений всего склона. Наличие в зоне транспорта проявлений локальной аккумуляции транспортируемого мате-

риала определенной размерности с определенными допущениями можно рассматривать ее в качестве начального элемента зоны преимущественной аккумуляции материала.

2. Важнейшим результатом настоящей работы является создание классификации динамических фаций селевых образований горно-долинных и склоновых селевых отложений (табл. 2).Выделены три группы фаций: (1) фации отложений ложа и днища горно-долинных селевых потоков (зона транспорта); (2) фации отложений склонового селевого потока (зона мобилизации и транспорта материала); (3) фации отложений зоны аккумуляции в средних частях шлейфа и конусе выноса склонового селевого потока. В первой группе выделены фации разного типа вторичных преобразований в ложе, возникших в результате кинемато-динамичного воздействия селевого потока. Среди собственно селевых образований выделены фации валунных мостовых с различным типом укладки валунов, отражающим динамику движения потока наносов, фация моментального (залпового) сброса крупного обломочного материала, а также фации заключительной фазы селевого события. Во второй группе в зоне мобилизации выделены фации различных гравитационных отложений, фация заполненных обломочным материалом участков селевого канала, фация отложений концентрированного потока разновеликих глыб. В третьей группе выделены фации латеральных частей селевых отложений, которым свойственна аккумуляция в основном мелкозернистого материала. Необходимо отметить, что для этих образований характерна лавинная скорость осадконакопления. Как было показано, в одном из придорожных карьеров, который был заполнен латеральной частью селевого потока, за несколько часов был отложен осадок мощностью около 1 м мелкопесчано-апеврито-глинистого материала. Из этого следует, что селевые воды оказываются значительно обогащены транспортируемым взвешенным материалом и,вероятно, по своему типу близки к мутьевым потокам.

Наконец, последний момент на который необходимо обратить особое внимание. В последние десятилетия достаточно много публикаций отечественных и зарубежных исследователей появилось о так называемой гигантской ряби течения, обнаруженной в некоторых межгорных котловинах, в частности, на Алтае, Саянах. По поводу генезиса этих образований существуют разные противоречивые представления, возникали даже чрезмерно острые дискуссии. В ходе наших исследований нам не удалось изучить эти объекты. Поэтому в настоящей работе мы сочли наиболее разумным не касаться генезиса данных форм рельефа, тем более, что ни одна из высказанных гипотез о их происхождении не вызывает у нас достаточной удовлетворенности.

3. В завершение настоящей статьи хотелось бы пояснить свою позицию по некоторым общим вопросам, имеющим прямое отношение к рассматриваемой проблеме. Во-первых, обратить внимание, что в статье ни разу не был упомянут термин «пролювий», который достаточно широко используется в литературе при изучении конусов выноса или субаэральных наземных дельт в аридных районах. Этот термин также используется при изучении конусов выноса, образующихся в других климатических обстановках. В результате отложения конусов выноса оказываются оторванными от зон транспорта и мобилизации материала временных или постоянных водотоков. В значительной степени конусы выноса сложены селевыми образованиями, которые в аридных областях, как показал Е.В.-Шанцер [1966] и др. исследователи, обогащены аутигенными соответствующими минералами, типичными для данной климатической обстановки. Наиболее детальную схему строения пролювиального конуса выноса опубликовал Е.В.Шанцер [1966] – (рис.14).

В связи сразличным существующим пониманием термина «пролювий» в нашем случае корректнее использовать термин «селевые отложения», включая в него все элементы области континентального осадконакопления в соответствии с известной седиментологической триадой, принятой в отечественной литологии: зона мобилизации материала – зона транспорта – зона преимущественной аккумуляции. В этом отношении используемый в настоящей работе термин «селевые отложения» в большей степени соответствует особенностям динамики процесса осадконакопления селевых потоков. Кроме того, первоначально в термин «пролювий» были заложены потенциальные возможности включать отложения некоторых других генетических типов, что с успехом делалось рядом исследователей. В результате пролювий можно считать комплексом отложений разного генезиса, участвующих в строении конусов выноса. Следует напомнить, что целью настоящей работы являлось изучение динамики процессов осадконакопления только селевых отложений, которая оказалась лучше всего выражена именно в зоне транспорта, а не в пределах конусов выноса.

В результате проведенных исследований автор пришел к выводу о необходимости выделения селевых образований в самостоятельный генетический тип континентальных отложений, который имеет определенное значение как для понимания некоторых экологических проблем, так и для отражения проявлений селевых событий на крупномасштабных и среднемасштабных геологических картах четвертичных отложений. Это может ока-

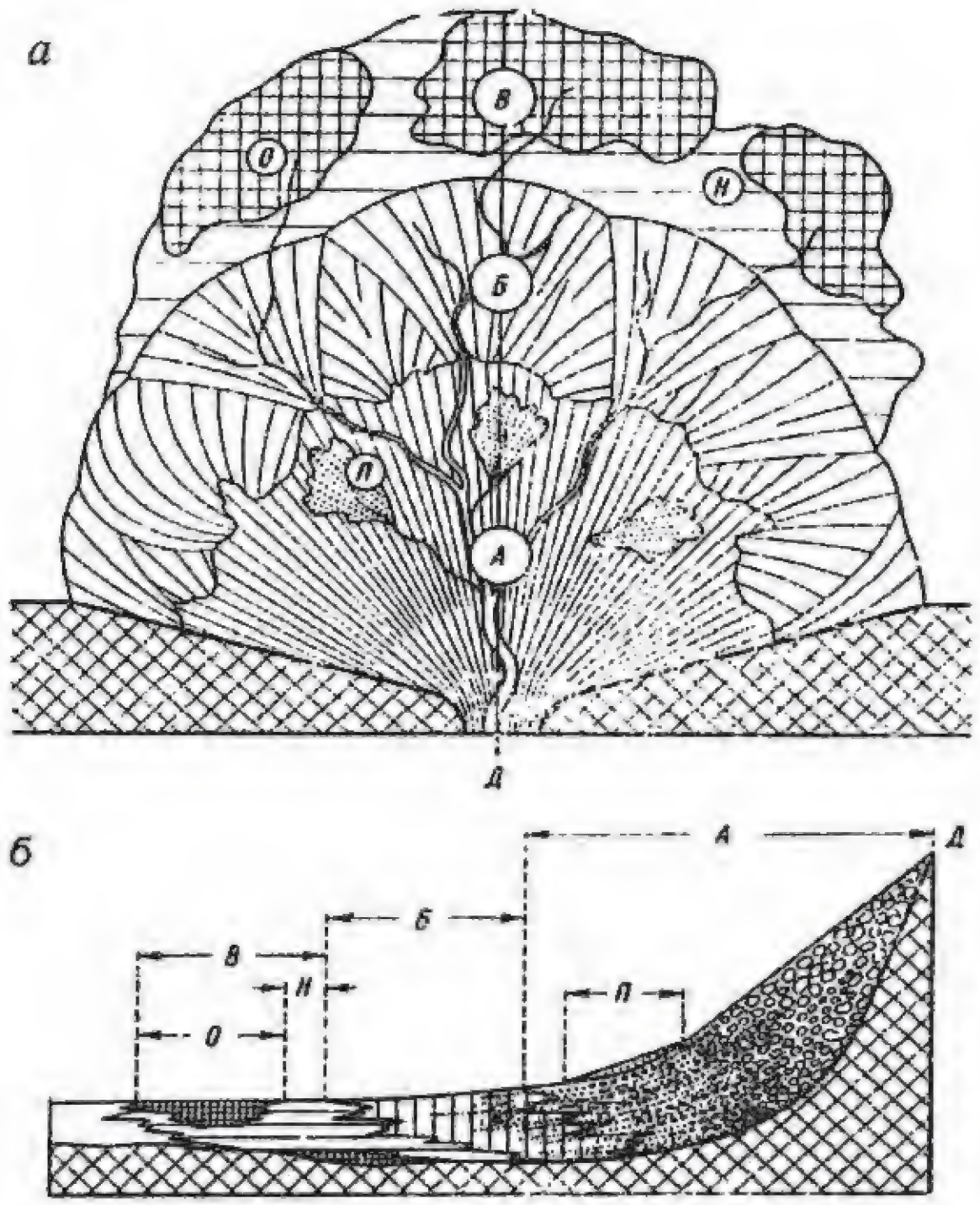


Рис. 14. Строение пролювиального конуса выноса-наземной дельты постоянной реки [Шанцер,1966]: а – план; б – разрез.

А – вершинная зона, сложенная грубыми потоковыми отложениями; П – пески и алевриты частных вееров выноса; Б – средняя зона веерной фации, накопленной мелкими струями на периферии конуса выноса; В – фронтальная зона застойных разливов и накопления осадков: О – озерного типа и Н – болотно-солончаковых отложений

заться важным при разработке стратегии природопользования не только вновь осваиваемых, но и давно используемых густонаселенных территорий. В соответствии с ранее проведенными исследованиями, проявления селевых событий могут концентрироваться в виде этапов продолжительностью несколько сотен лет, приуроченных к переходным палеоклиматическим интервалам. Эти этапы были выделены при изучении природной среды последнего позднеледниковья и современного межледниковья. Иногда к этим интервалам были приурочены палеозоологические и палеоантропогенные катастрофы [Лаврушин и др., 2002, 2012, 2015].Работа выполнена в рамках исследования по госзаданию 0135-2016-0004. В приводимом списке использованных работ в связи с определенной направленностью данной статьи был специально ограничен список использованных публикаций.

Работа выполнена в рамках госзадания в ГИН РАН по теме 0135-2016-0004.

Литература

Боголюбова И.В. Селевые потоки и их распространение на территории СССР. 1957, Л. , 152 с.

Виноградов Ю.Б. Искусственное воспроизведение селевых потоков на экспериментальном полигоне в бассейне р. Чемолган // Селевые потоки, М., Гидрометеоиздат, 1976, сб. 4, с. 3–7.

Виноградов Ю.Б. Селевые потоки на территории северной части Хабаровского края // Селевые потоки. М., Гидрометеоиздат, 1980, сб. 4, с. 82–90.

Елисеев В.И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины) // Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.

Запорожченко Э.В. Сели бассейна реки Герхожан-Су: история проявления, условия формирования, энергетические характеристики // Сб. науч. тр. Сев. Кавк. ин-та по проектированию водохоз. и мелиоративного строительства. Пятигорск, 2003, вып. 15, с. 80–148.

Зонов Б.В. Материалы и характеристика селевых паводков в районе курорта Аршан в июле 1962 года (по данным визуальных наблюдений)//1962, кафедра физич. Географии ИГУ; опубликовано в книге С.А. Макарова и др. в 2014 г. в качестве приложения 1.

Курдюков К.В. Строение наземной (субаэрапьной) дельты // Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 4.

Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // Доклады РАН, 1996, т. 346, № 5, с. 647–649.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Недумов Р.И., Холмовой Г.В. Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите Центра Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2015а. С. 87

Лаврушин Ю.А., Садчикова Т.А., Любин В.П., Беляева Е.В. Постседиментационные преобразования водно-потоковых отложений раннего квартера Северной Армении (по материалам изучения разреза Карахач // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2015 б, № 74, с. 25–52.

Матишев Г.Г., Лаврушин Ю.А., Тарасов Г.А. Зональность процессов осадконакопления на современных зандрах Шпицбергена// Доклады академии наук, 1994, т. 337, №4, с. 494–496.

Перов В.Ф. Селеведение. 2012. Географический факультет МГУ, 272 с.

Скворцов Ю.А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. // Изв. Узб. фил. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1956, т. 2

Степанов Б.С., Степанова Т.С. Механика селей. Эксперимент, теория, методы расчета. М. Гидрометеоиздат, 1991, 379 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. // Труды ГИН АН СССР, вып. 161. Изд. Наука. С. 239.

Bogolyubova I.V. Selevyye potoki i ikh rasprostraneniye na territorii SSSR. 1957, L. , 152 s.

Vinogradov Yu.B. Iskusstvennoye vosproizvedeniye selevykh potokov na eksperimental'nom poligone v basseyne r. Chemolgan // Selevyye potoki, M., Gidrometeoizdat, 1976, sb. 4, s. 3–7.

Vinogradov Yu.B. Selevyye potoki na territorii severnoy chasti Khabarovskogo kraya // Selevyye potoki. M., Gidrometeoizdat, 1980, sb. 4, s. 82–90.

Yeliseyev V.I. O stroyenii i fatsial'nom raschlenenii prolyuviya (na primere Ferganskoy vpadiny) // Dokl. AN SSSR, 1963, t. 152, № 6.

Zaporozhchenko E.V. Seli basseyna reki Gerkhozhan-Su: istoriya proyavleniya, usloviya formirovaniya, energeticheskiye kharakteristiki // Sb. nauch. tr. Sev. Kavk. in-ta po proyektirovaniyu vodokhoz. i meliorativnogo stroitel'stva. Pyatigorsk, 2003, vyp. 15, s. 80–148.

Zonov B.V. Materialy i kharakteristika selevykh pavodkov v rayone kurorta Arshan v iyule 1962 goda (po dannym vizual'nykh nablyudeniy)//1962, kafedra fizich. Geografii IGU; opublikovano v knige S.A. Makarova i dr. v 2014 g. v kachestve prilozheniya 1.

Kurdyukov K.V. Stroyeniye nazemnoy (subaerap'noy) del'ty // Dokl. AN SSSR, 1954, t. 94, № 4.

Lavrushin Yu.A., Golubev Yu.K. Osobennosti stroyeniya i formirovaniya vodno-lednikovykh otlozheniy // Doklady RAN, 1996, t. 346, № 5, s. 647–649.

Lavrushin Yu.A., Bessudnov A.N., Spiridonova Ye.A., Kuralenko N.P., Nedumov R.I., Kholmovoy G.V. Paleozoologicheskiye katastrofy v pozdnem paleolite Tsentra Vostochnoy Yevropy. M.: GEOS, 2015a. S. 87

Lavrushin Yu.A., Sadchikova T.A., Lyubin V.P., Belyayeva Ye.V. Postsedimentatsionnyye preobrazovaniya vodno-potokovykh otlozheniy rannego kvartera Severnoy Armenii (po materialam izucheniya razreza Karakhach // Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda, 2015 b, № 74, s. 25–52.

Matishev G.G., Lavrushin Yu.A., Tarasov G.A. Zonal'nost' protsessov osadkonakopleniya na sovremennykh zandrakh Shpitsbergena// Doklady akademii nauk, 1994, t. 337, №4, s. 494–496.

Perov V.F. Selevedeniye. 2012. Geograficheskiy fakul'tet MGU, 272 s.

Skvortsov Yu.A. Geneticheskiye tipy chetvertichnykh otlozheniy v rechnykh dolinakh. // Izv. Uzb. fil. Vsesoyuzn. geogr. ob-va, 1956, t. 2

Stepanov B.S., Stepanova T.S. Mekhanikaseley. Eksperiment, teoriya, metody rascheta. M. Gidrometeoizdat, 1991, 379 s.

Shantser Ye.V. Ocherki ucheniya o geneticheskikh tipakh kontinental'nykh osadochnykh obrazovaniy. // Trudy GIN AN SSSR, vyp. 161. Izd. Nauka. S. 239.

Yu. A. Lavrushin

PECULIARITIES OF HIGH-SPEED DYNAMICS OF SEDIMENTATION OF DEBRIS FLOWS IN MOUNTAIN VALLEYS AND ON SLOPES

The hydrological features of mudflows and their reflection in the process of mud sedimentation are considered. Particular attention is paid to the dynamics of sedimentary processes in the transport zone of sediment flow with local accumulation manifestations. Specifics of sedimentation of the type of mudflows under consideration in this zone of sedimentogenesis are most easily deciphered. The kinematic-dynamic effect of water-debris flows on bed sediments is considered. As a result of the mudflow effect in the underlying sediments, the granulometric composition changes and a secondary post-sedimentation flow occurs. Based on the established features of sedimentation of water-debris flows, a classification of the dynamic facies of mudflow deposits has been developed.

Keywords: mud flow, debris flow, sediment flow, mud sedimentogenesis, dynamic facies, mudflow disaster

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ

М.А. Левитан, Т.А. Антонова, Л.Г. Домарацкая, А.В. Кольцова, К.В. Сыромятников

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: m-levitan@mail.ru

В работе описаны впервые составленные литолого-фациальные карты и схемы распределения мощностей для нео- и эоплейстоценовых отложений Японского моря. Масштаб карт и схем 1:20000000. После обработки картографических материалов объемным методом А.Б. Ронова были получены данные по площадям, объемам и массам сухого осадочного вещества для каждого из основных типов осадков по обоим возрастным срезам, а также по скорости накопления этих масс в единицу времени.

В плейстоцене в изученном морском бассейне абсолютно доминировала терригенная седиментация. Диатомовые глины накапливались более интенсивно в эоплейстоцене, а фораминиферовые глины – в неоплейстоцене, что полностью соответствует развиваемой М.А. Левитаном концепции двух океанов – «ледового» и «безледного».

Ключевые слова: Японское море, эоплейстоцен, неоплейстоцен, гемипелагические глины, диатомовые глины, фораминиферовые глины, терригенные турбидиты, скорости накопления.

Данная работа продолжает цикл публикаций о плейстоценовых отложениях континентальных окраин Мирового океана, начатый в статье по Берингову морю [Левитан и др., 2018].

Японское море относится к окраинным котловинным морям, а с геодинамической точки зрения – к задуговым бассейнам. Жители Южной Кореи называют его Восточным морем, а в КНДР – Восточно-Корейским морем. В настоящем сообщении, следуя традициям отечественных научных публикаций, рассматриваемый морской бассейн называется Японским морем. Его границей на западе являются Приморский край и Корейский полуостров, на востоке – архипелаг Японских островов. С севера и юга Японское море ограничено так называемыми порогами, поднимающимися с километровых глубин до глубин в первые сотни метров. На севере бассейн отделен от Охотского моря проливами Невельского и Лаперуза (Сои), а на юге – от Восточно-Китайского моря – Корейским (Цусимским) проливом. Существует довольно слабый водообмен с Тихим океаном через проливы между Японскими островами, главным образом – через Сангарский (Цугару) пролив [Истошин, 1959].

Площадь Японского моря составляет 980 тыс. км^2, объем – 1713 тыс. км^3, средняя глубина – 1361 м, а максимальная глубина – 4049 м [Wang et al., 2014]. Площадь дна, расположенного на глубинах меньше 200 м, достигает всего 26.3% от всей площади моря, что гораздо меньше и Охотского моря, и китайских морей [Wang et al., 2014]. Шельфы и континентальные склоны бассейна очень узкие. Основными структурными элементами рельефа глубоководного ложа являются глубоководные котловины: Центральная (Японская), Ямато (Хонсю) и Уллунг (Цусимская), и возвышенности: Ямато и Корейская (рис. 1).

Японское море расположено в двух климатических зонах: умеренной (северной) и субтропической (южной), разделенных субарктическим фронтом (рис. 1). В умеренной зоне величины первичной продукции (кроме прибрежных районов) составляют обычно менее 700 мгС/м^2/год, а в субтропической – более 700 мгС/м^2/год [Шамбарова и др., 2015]. Область повышенной первичной продукции из субтропической зоны протягивается в восточную часть умеренной зоны. Северная и западная части моря гораздо более холодные,

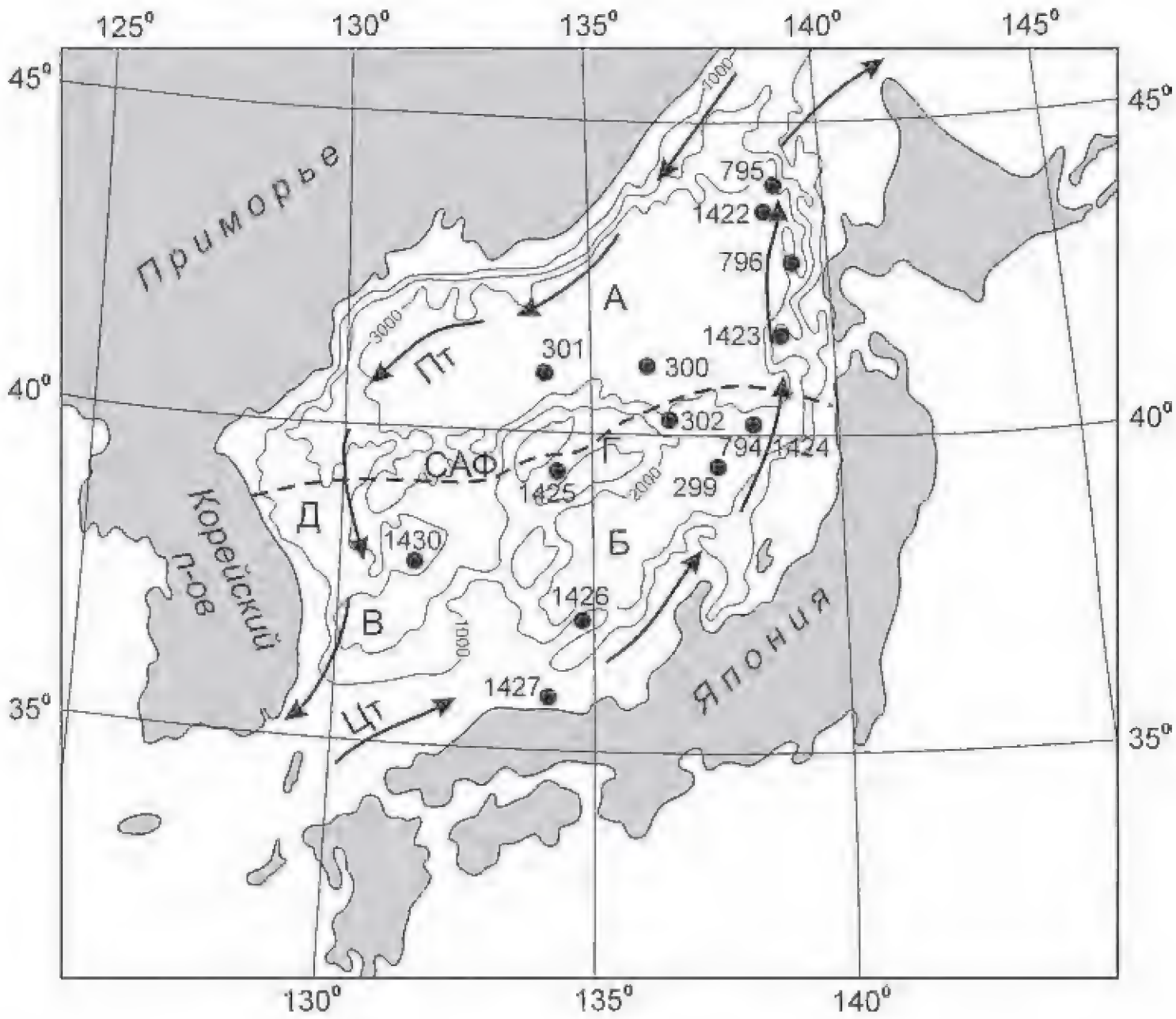


Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения в Японском море

Глубоководные котловины: А – Центральная; Б – Ямато; В – Уллунг. Подводные возвышенности: Г – Ямато; Д – Корейская. Стрелками показаны поверхностные течения: Цт – Цусимское течение; Пт – Приморское течение. САФ – Субарктический фронт. Изобаты даны в м

чем южная и восточная части. Поверхностные течения образуют круговорот, который складывается из тёплого Цусимского течения на востоке и холодного Приморского на западе (рис. 1). Сильно развит летний муссон – часть известного Восточно-Азиатского муссона. Японское море – самое южное из морей западной окраины Тихого океана в Северном полушарии, в котором встречается сезонный (с ноября по март) морской лед, который в основном продуцируется в Татарском проливе [Истошин, 1959]. В современную эпоху морские льды встречаются только на северо-западе Японского моря, примерно чуть севернее 40°с.ш. в качестве южной границы распространения. Айсбергов здесь нет.

Необходимо отметить отсутствие крупных рек по берегам Японского моря. В основном терригенное вещество поставляется небольшими речками и ручьями, а также при абразии берегов. Эоловый вынос осуществляется, в основном, за счет Восточно-Азиатского муссона, но играет подчиненную роль.

Рассматривамый морской бассейн относится к числу морей, хорошо изученных в геолого-геофизическом отношении. В частности, имеется большое количество публикаций по результатам изучения кернов грунтовых трубок, относящихся, в основном, к верхам неоплейстоцена. В настоящем сообщении, основанном на материалах глубоководного бурения рейсов №№ DSDP 31, скв. 299-302 [Karig, Ingle et al., 1975]; ODP 127, скв. 794-796 [Tamaki et al., 1990]; и IODP 346, скв. 1422-1427, 1430 [Expedition…, 2014] (рис. 1), данные по грунтовым трубкам не используются. Приведенные на рис. 1 изобаты 1000, 2000 и 3000 м сняты с Генеральной батиметрической карты океана [GEBCO, 2004].

Литолого-фациальные карты и схемы изопахит для основных подразделений плейстоцена в Японском море пока не публиковались, также как результаты изучения таких карт с реконструкцией количественных параметров плейстоценовых отложений по объемному методу А.Б. Ронова [1949]. Из указанных отчетов по рейсам глубоководного

бурения авторы брали данные по литологии, стратиграфии и физическим свойствам. Карты и схемы изопахит (в поперечной равновеликой азимутальной проекции, масштаб 1:20000000) составлены для эо- и неоплейстоцена (соответственно, временных отрезков 1.8–0.8 и 0.8–0.01 млн. лет). Методика работ описана нами ранее [Левитан и др., 2013, 2018].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2А показана литолого-фациальная карта эоплейстоцена, а на рис. 2Б – схема изопахит для эоплейстоцена. Из этих рисунков следует, что в эоплейстоцене терригенные турбидиты мощностью от 100 до 30–40 м накопились на дне глубоководных котловин Центральной и Ямато, причем дистальные и проксимальные турбидиты переслаивались друг с другом.

Две зоны развития терригенных турбидитов разделены полосой переслаивающихся гемипелагических глин, формировавшихся во время оледенений, и диатомовых глин, содержащих до 20% биогенного опала, и аккумулировавшихся во время межледниковий. В скв. 302 на возвышенности Ямато этот разрез фациально замещается гемипелагическими глинами, а в глубоководной котловине Уллонг в описанном переслаивании место диатомовых глин заняли фораминиферовые глины, в которых отмечены редкие маломощные прослои кокколитовых илов. Мощность этих осадков зачастую не превышает 25 м, реже – между 25 и 50 м. Южная и, предположительно, юго-западная части бассейна заняты слоистыми гемипелагическими глинами. На шельфе (скв. 1427) их мощность превышает 200 м.

Несколько особняком в описанной картине стоит эоплейстоценовый разрез скв. 795, в котором гемипелагические глины переслаиваются с туффитовыми глинами. Вулканическое стекло в туффиты было поставлено или из вулканов Японских островов (см. рис. 2А), или из ныне подводных вулканов, известных на шельфе в северо-восточной части моря [Tamaki et al., 1990]. Следует отметить, что практически для всех эоплейстоценовых отложений Японского моря описаны слои тефры, то редкие, то довольно многочисленные. В пачках турбидитов тефры нет, вероятно, из-за слишком высокой скорости седиментации.

Если рассматривать распределение мощностей эоплейстоценовых осадков Японского моря в целом (рис. 2Б), то необходимо указать на явные признаки циркумконтинентальной зональности, свидетельствующие о поступлении большей части терригенного материала с окружающей суши. Зона распределения мощностей менее 25 м, а также между 25 и 50 м, тянется через центральную часть моря в северо-восточном направлении, примерно соответствуя котловине Уллонг, возвышенности Ямато и в целом ядру упоминавшегося выше круговорота поверхностных течений. Осадки с повышенным содержанием биогенного материала (остатков диатомей или – на юге – фораминифер) накапливались в условиях снижении темпов поступления разбавляющего терригенного материала и повышения первичной продукции (см. рис. 1).

В эоплейстоцене общая площадь седиментации составила 857.6 тыс. км^2, из которых терригенные турбидиты накапливались на 357.7 тыс. км^2, гемипелагические глины – на 201.5 тыс. км^2, а остальную площадь занимали разрезы с различными типами переслаивания. По объемам имело место следующее распределение: общий объем 63.9 тыс. км^3, турбидитов – 26.7 тыс. км^3, гемипелагических глин – 22.2 тыс. км^3, переслаивающихся осадков – 15.0 тыс. км^3.

На рис. 3А показана литолого-фациальная карта неоплейстоцена, а на рис. 3Б – схема изопахит для неоплейстоцена. Из этих рисунков следует, что в неоплейстоцене терригенные турбидиты мощностью свыше 100 м накопились на дне глубоководных котловин Центральной и Ямато, причем дистальные и проксимальные турбидиты переслаивались друг с другом. В турбидитовых пачках нет материала ледового разноса (IRD), возможно, из-за слишком высоких скоростей седиментации. Северная часть моря, как мы предполагаем, занята гемипелагическими глинами, вмещающими IRD.

Две зоны развития терригенных турбидитов разделены полосой переслаивающихся гемипелагических глин с IRD, формировавшихся во время оледенений, и диатомовых глин, содержащих до 20% биогенного опала, и аккумулировавшихся во время межледниковий. Представляется, что сезонные морские льды в неоплейстоцене доходили примерно до 35° с.ш. (рис. 3А). На юго-запад в котловине Уллонг описанные разрезы фациально замещаются переслаиванием гемипелагических глин без IRD с фораминиферовыми глинами (до 20% $CaCO_3$). На юге (скв. 1426, пробуренная на подводном хребте Оки) к указанной полосе примыкает область развития переслаивающихся гемипелагических глин без IRD, диатомовых глин и фораминиферовых глин. В целом мощности всех описанных разрезов переслаивания колеблются от менее 50 до 50–100 м. Южная и, предположительно, юго-западная части бассейна заняты слоистыми гемипелагическими глинами без IRD. На шельфе (скв. 1427) их мощность превышает 200 м.

Практически во всех разрезах встречаются маломощные прослои тефры, то более, то менее

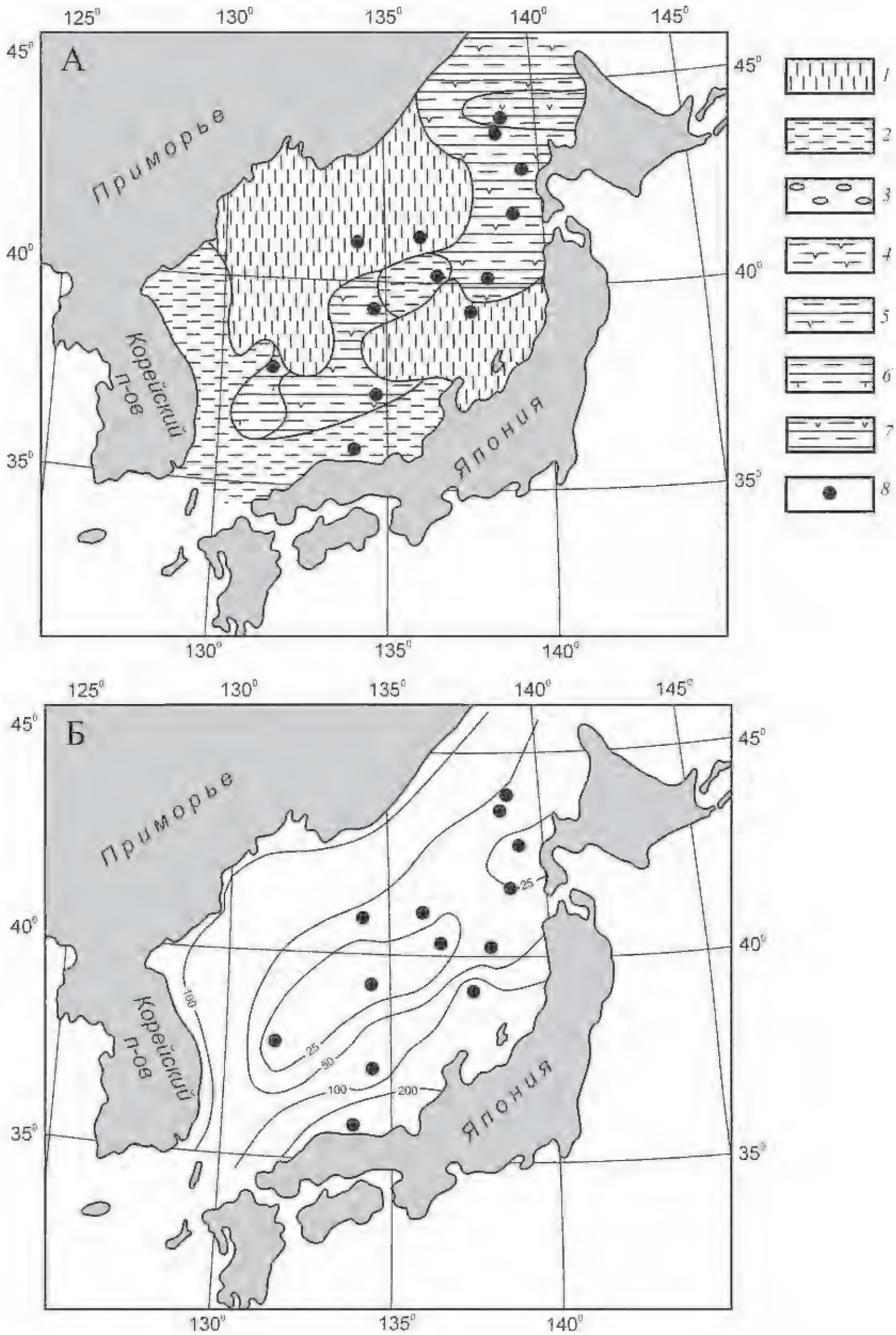


Рис. 2. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (А) и схематическая карта изопахит эоплейстоценовых отложений (Б)

1 – терригенные турбидиты; *2* – гемипелагические глины; *3* – материал ледового разноса; *4* – диатомовые глины; *5* – переслаивание гемипелагических и диатомовых глин; *6* – переслаивание гемипелагических и фораминиферовых глин; *7* – туффитовые глины; *8* – скважины глубоководного бурения. На рис. 2Б изопахиты даны в м, залитыми кружками обозначены скважины глубоководного бурения

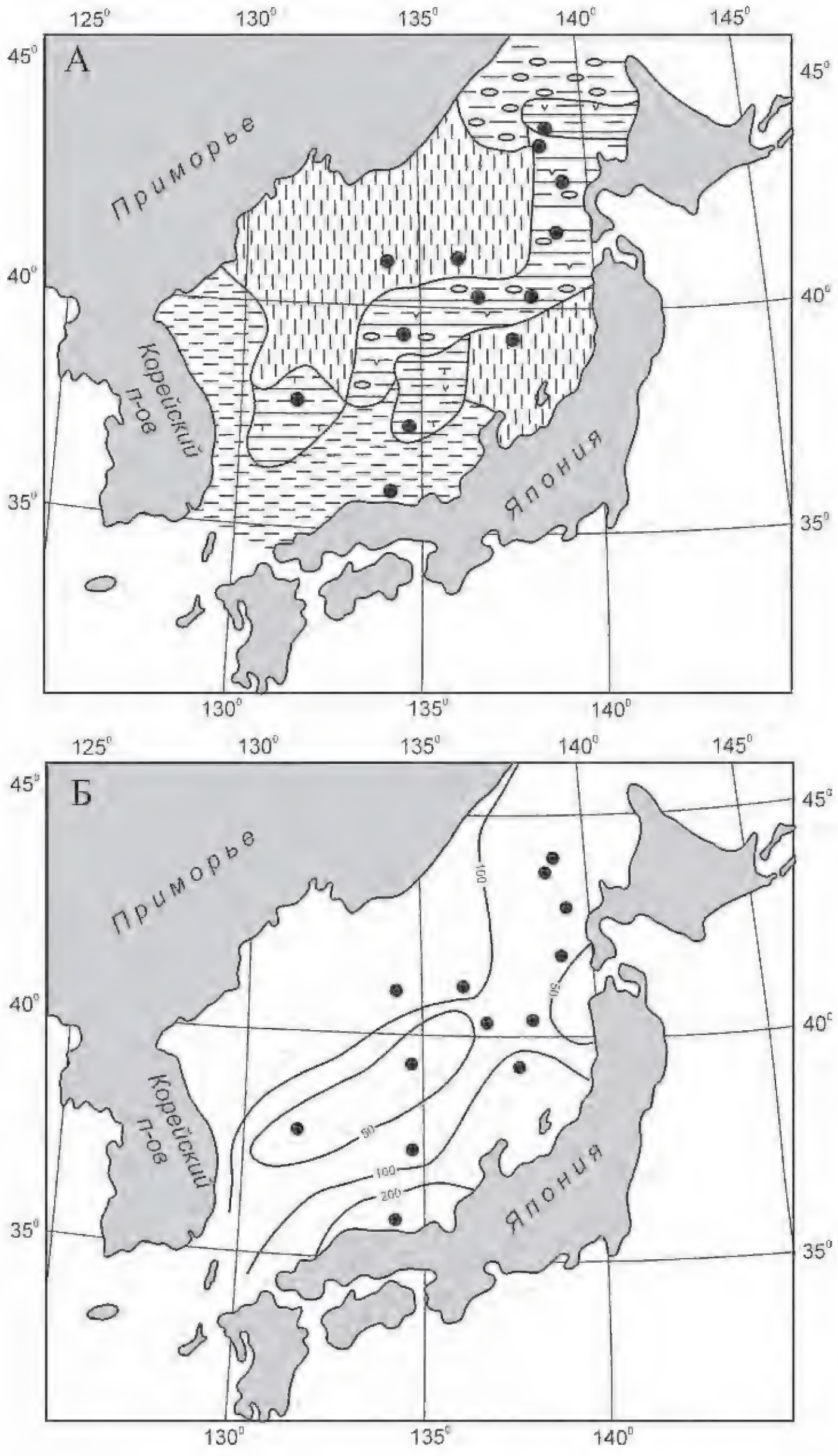


Рис. 3. Литолого-фациальная карта неоплейстоцена (А) и схематическая карта изопахит неоплейстоценовых отложений (Б). Условные обозначения см. на рис. 2.

многочисленные. В скв. 795 гемипелагические глины переслаиваются с туффитовыми глинами. Вулканическое стекло в туффиты было поставлено или из вулканов Японских островов (см. рис. 3А), или из ныне подводных вулканов, известных на шельфе в северо-восточной части моря [Tamaki et al., 1990].

В неоплейстоцене на фоне общих несколько более высоких мощностей осадков по сравнению с эоплейстоценом (рис. 3Б) сохранилась циркумконтинентальная зональность, свидетельствующая о доминировании поставки терригенного материала с окружающих массивов суши. Как и в эоплейстоцене, зона распределения малых мощностей (менее 50 м, а также между 50 и 100 м) тянется через центральную часть моря в северо-восточном направлении, примерно соответствуя котловине Уллонг, возвышенности Ямато и в целом ядру упоминавшегося выше круговорота поверхностных течений. Осадки с повышенным содержанием биогенного материала (остатков диатомей или – на юге – фораминифер) накапливались только при снижении темпов поступления разбавляющего терригенного материала, что иногда, вероятно, сопровождалось повышением первичной продукции.

В неоплейстоцене общая площадь седиментации составила 867.3 тыс. км^2, из которых терригенные турбидиты накапливались на 344.8 тыс. км^2, гемипелагические глины – на 216.4 тыс. км^2, гемипелагические глины с материалом ледового разноса – на 64.2 тыс. км^2, а остальную площадь занимали разрезы с различными типами переслаивания. Объемы неоплейстоценовых осадков распределялись следующим образом: общий объем – 87.7 тыс. км^3, турбидитов – 38.9 тыс. км^3, гемипелагических глин – 27.7 тыс. км^3, гемипелагических глин с материалом ледового разноса – 5.3 тыс. км^3, переслаивающихся осадков – 15.8 тыс. км^3.

В табл. 1 показаны площади и объемы различных типов осадков плейстоцена. Анализ этой таблицы убедительно свидетельствует о доминировании терригенной группы осадков и об отсутствии материала ледового разноса в эоплейстоцене.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Более подробный анализ позволяет провести табл. 2, содержащая данные о массе сухого осадочного вещества и его изменении в единицу времени. Массы рассчитывались по формуле, приведенной в нашей статье [Левитан и др., 2013]. Вполне очевидно, что имеет смысл рассматривать изменения в плейстоцене не масс сухого осадочного вещества, т.к. изучаемые подразделения плейстоцена обладают различной продолжительностью, а масс сухих осадков в единицу времени.

Из табл. 2 следует, как отмечалось выше, доминирование терригенного материала в Японском море в течение всего плейстоцена. При этом надо иметь в виду, что в диатомовых и фораминиферовых глинах не более 20% их состава сложены биогенными компонентами. В туффитовых глинах содержание вулканических стекол составляет менее 50%. Исходя из приведенных данных, скорость накопления всего терригенного вещества в

Таблица 1. Площади (S, тыс. км^2) и объемы (V, тыс. км^3) основных типов плейстоценовых отложений Японского моря

Возраст	Гемипелаг. глины		Гемипелаг. глины с IRD		Диатом. глины		Туффит. глины		Фораминиф. глины		Турбидиты	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Нео-плейстоцен	316.0	32.9	206.5	10.6	183.7	3.9	20.7	0.3	78.9	1.1	344.8	38.9
Эоплей-стоцен	499.9	32.4	0	0	247.0	4.2	28.7	0.2	22.7	0.4	357.7	26.7

Таблица 2. Массы сухого осадочного вещества (M, 10^{18} г) и массы сухого осадочного вещества в единицу времени (I, 10^{18} г/млн лет) основных типов плейстоценовых отложений Японского моря

Возраст	Гемипелаг. глины		Гемипелаг. глины с IRD		Диатом. глины		Туффит. глины		Фораминиф. глины		Турбидиты	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Нео-плейстоцен	19.74	24.99	6.54	8.28	1.62	2.05	0.19	0.24	0.74	0.94	16.92	21.42
Эо-плейстоцен	23.04	23.04	0	0	2.44	2.44	0.19	0.19	0.39	0.39	17.09	17.09

неоплейстоцене превышала этот же параметр в эоплейстоцене в 1.35 раз. Детализируя по основным группам терригенных осадков получаем, что в неоплейстоцене скорость накопления гемипелагических глин (вместе с IRD) превышала этот же параметр в эоплейстоцене в 1.44 раза, а для турбидитов этот параметр равен 1.25.

Вулканическое стекло (судя по туффитовым глинам) в неоплейстоцене накапливалось в 1.26 раз быстрее, чем в неоплейстоцене, а фораминиферы – в 2.44 раза быстрее. Для диатомей отмечена противоположная тенденция: в неоплейстоцене они аккумулировались в осадках в 0.84 раза медленнее, чем в эоплейстоцене.

Представляется, что отмеченное ускорение накопления терригенного материала в неоплейстоцене обусловлено неотектоническими поднятиями Японии [Uemura, Taishi, 1990] и Сихотэ-Алиня. При этом роль увеличения объемов горных ледников Японии представляется второстепенной, хотя, безусловно, климат в неоплейстоцене в целом стал более суровым, о чем свидетельствует и появление сезонного морского льда в северной части Японского моря, отсутствовавшего в эоплейстоцене. Скорее всего, как и в других районах Мирового океана, Субарктический фронт изменял свое положение по широте в соответствии с ледниково-межледниковыми колебаниями: во время оледенений он смещался к югу, а в теплые периоды межледниковий – к северу, вероятно, вплоть до ухода в район Татарского пролива. К сожалению, примененные нами методы исследования не отражают изменения в интенсивности Восточно-Азиатского муссона. Этой теме целиком был посвящен IODP 346 рейс глубоководного бурения [Expedition…, 2014].

Распределение осадков, обогащенных остатками диатомей, в северной части Японского моря напоминает ситуацию в Беринговом море [Левитан и др., 2018]: рост продукции в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом, связанный с усилением водообмена через проливы с Тихим океаном и (в данном случае) с Восточно-Китайским морем, и в целом обусловленный более высоким уровнем моря, на фоне относительно пониженного поступления разбавляющего терригенного материала.

Интересно, что при этом возрастание накопления биогенного $CaCO_3$ в осадках неоплейстоцена южной (субтропической) части моря также (как и для биогенного опала) полностью соответствует развиваемой нами концепции «двух океанов» («ледового» и «безледного») [Левитан, 2016].

Относительно увеличения накопления вулканического стекла в неоплейстоцене трудно сказать что-то определенное, т.к. неизвестны количественные данные по прослоям тефры и рассеянной пирокластике, однако в принципе отраженные в табл. 2 данные по этому компоненту соответствуют ранее установленному тренду распределения частоты встречаемости пеплов окраинно-океанских извержений в осадочном чехле Тихого океана [Левитан, Лисицын, 1978].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное исследование позволило построить литолого-фациальные карты масштаба 1:20000000 для эо- и неоплейстоцена Японкого моря. Результаты обсчета этих карт объемным методом А.Б. Ронова выявили абсолютное доминирование терригенной седиментации в плейстоцене этого бассейна, а также некоторое увеличение скорости накопления терригенного материала в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Скорее всего, выявленная особенность обусловлена историей неотектонических движений в Японии и на территории Сихотэ-Алиня в Приморье.

При этом только неоплейстоценовые отложения северной части Японского моря содержат рассеянный материал ледового разноса. В эоплейстоценовых осадках он отсутствует. Климатические изменения ответственны также и за эволюцию кремне- и карбонатонакопления. В полном соответствии с развиваемой нами [Левитан, 2016] концепцией «двух океанов» отмечено усиление кремненакопления в эоплейстоцене в северной («ледовой») части моря и карбонатонакопления – в неоплейстоцене южной, субтропической («безледной») части моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00157, Программы Президиума РАН № 48 и госзадания № 0137-2018-0008 (номер темы ГЕОХИ РАН).

Литература

Истошин Ю.В. Японское море. М.: Географгиз, 1959. 80 с.

Левитан М.А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах / Геохимия, 2016, №3. С. 278–286.

Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане / Геохимия, 2013, №5. С. 387–395.

Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря / Геохимия, 2018, №4 (в печати).

Левитан М.А., Лисицын А.П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана / Докл. АН СССР, 1978, т. 241, №4. С. 899–902.

Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3), 1949. 136 с.

Шамбарова Ю.В., Стёпочкин И.Е., Захарков С.П. Исследование изменчивости первичной продукции в Японском море по спутниковым данным на основе ЭОФ-анализа / Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2015, 12 (1). С. 80–92.

Expedition 346 Scientists. Asian Monsoon onset and evolution of millennial-scale variability of Asian Monsoon and its possible relation with Himalaya and Tibet Plateau uplift. Prel. Rept., 346. 2014. doi: 10.2204/iodp.pr.346. 2014.

GEBCO (general bathymetric chart of the oceans). International Hydrographic Organization. 2004.

Karig D.E., Ingle J.C., Ir. et al. / Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1975. Volume 31. Washington (U.S. Governement Printing Office), 927 p.

Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. / Proc. ODP, Init. Repts, 1990, 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 844 p.

Uemura Y., Taishi H. Active tectonics of the bottom of Lake Biwa and development of its lake basin, southwest Japan / Geogr. Rev. Japan, 1990, 63A, p. 772–790.

Wang P., Li Q., Li Ch.-F. Geology of the China Seas. Amsterdam: Elsevier, 2014. 687 p.

Istoshin Yu.V. Yaponskoye more. M.: Geografgiz, 1959. 80 s.

Levitan M.A. Sravnitel'nyy analiz pelagicheskogo pleystotsenovogo kremnenakopleniya v Tikhom i Indiyskom okeanakh / Geokhimiya, 2016, №3. S. 278–286.

Levitan M.A., Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gel'vi T.N. Kolichestvennyye parametry pelagicheskoy pleystotsenovoy sedimentatsii v Tikhom okeane / Geokhimiya, 2013, №5. S. 387–395.

Levitan M.A., Gel'vi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.M. Fatsial'naya struktura i kolichestvennyye parametry pleystotsenovykh otlozheniy Beringova morya / Geokhimiya, 2018, №4 (v pechati).

Levitan M.A., Lisitsyn A.P. Rasprostraneniye peplovykh prosloyev v osadochnom chekhle Tikhogo okeana / Dokl. AN SSSR, 1978, t. 241, №4. S. 899–902.

Ronov A.B. Istoriya osadkonakopleniya i kolebatel'nykh dvizheniy Yevropeyskoy chasti SSSR (po dannym ob'yemnogo metoda). M.: Geofiz. in-t AN SSSR (3), 1949. 136 s.

Shambarova Yu.V., Stopochkin I.Ye., Zakharkov S.P. Issledovaniye izmenchivosti pervichnoy produktsii v Yaponskom more po sputnikovym dannym na osnove EOF-analiza / Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa, 2015, 12 (1). S. 80–92.

M.A. Levitan, T.A. Antonova, L.G. Domaratskaya, A.V. Koltsova, K.V. Syromyatnikov

THE FACIAL STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE SEA OF JAPAN

The article contains the description of new lithological-facies maps and schemes of thickness distribution for Neopleistocene and Eopleistocene sediments of the Sea of Japan. The scale of these maps and schemes is 1:20000000. Cartographic data have been processed by means of Ronov's volumetric method. As result, we gave got the data concerning areas, volumes, masses of dry sediment matter for all main lithologies mapped for both time slices, as well as for accumulation rate per time unit.

The terrigenous sedimentation dominated in the Sea of Japan during Pleistocene. Diatom clays have been accumulated more intensively in Eopleistocene, and foraminiferal clays – in Neopleistocene. All these results confirm the idea of M.A. Levitan about two oceans – «ice ocean» and «unice ocean»

Keywords: Sea of Japan, Neopleistocene, Eopleistocene, marine sediments, sedimentation rate

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 76, 2018 г.

ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЕЙ КИТАЯ

М.А. Левитан, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви, А.В. Кольцова, Л.Г. Домарацкая

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: m-levitan@mail.ru

В работе описаны впервые составленные литолого-фациальные карты и схемы распределения мощностей для нео- и эоплейстоценовых отложений китайских морей. Масштаб карт и схем 1:20000000. После обработки картографических материалов объемным методом А.Б. Ронова были получены данные по площадям, объемам и массам сухого осадочного вещества для каждого из основных типов осадков по обоим возрастным срезам, а также по скорости накопления этих масс в единицу времени. В плейстоцене в изученном морском бассейне абсолютно доминировала терригенная седиментация. В целом скорость накопления терригенного вещества явно возрастала в течение плейстоцена.

Ключевые слова: Бохайский залив, Желтое море, Восточно-Китайское море, Южно-Китайское море, неоплейстоцен, эоплейстоцен, морские осадки, скорости накопления осадочного вещества

Данная работа продолжает цикл публикаций о плейстоценовых отложениях континентальных окраин Мирового океана, начатый в статье по Берингову морю [Левитан и др., 2018]. Там же описана методика работы и применяемая стратиграфическая шкала. Повторим, что в данной серии мы рассматриваем раздельно неоплейстоцен, т.е. средний и поздний плейстоцен (0.01–0.80 млн лет) и эоплейстоцен, или ранний плейстоцен (0.80–1.80 млн лет по «старой» шкале, [Gradstein et al., 2004]).

Настоящее сообщение посвящено китайским морям, куда входят: Бохайский залив, Желтое море, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря (рис. 1). На севере рассматриваемая акватория ограничена побережьями Корейского полуострова и Японии, на западе – КНР и Индокитаем, на востоке – о. Тайвань и Филиппинскими островами, на юге – о. Калимантан. Водообмен с Японским морем осуществляется через Цусимский пролив, с Филиппинским морем – через многочисленные широкие проливы между Филиппинскими островами, с индонезийскими морями – через Сингапурский пролив.

Излагаемые ниже сведения о современной седиментации в китайских морях взяты в основном из монографии [Wang et al., 2014a]. Бохайский залив и Желтое море располагаются целиком на шельфе. Во время максимума последнего оледенения соответствующие акватории отсутствовали, а на их месте располагалась суша. В Восточно-Китайском море (площадь – 1170 тыс. км^2, объем 30.3 млн км^3, средняя глубина – 370 м, максимальная глубина – 2719 м) шельфы (с глубиной менее 200 м) составляют 75.6% всей площади акватории, а в Южно-Китайском море (площадь – 3500 тыс. км^2, объем 424.2 млн км^3, средняя глубина – 1212 м, максимальная глубина – 5377 м) шельфы (с глубиной менее 200 м) составляют 52.4% всей площади акватории. В Восточно-Китайском море полоса развития глубин более 200 м тянется вдоль восточных границ бассейна и представлена Окинавским желобом (рис. 1). В Южно-Китайском море, в его северо-восточной и центральной частях глубины изменяются в пределах от 1000 до 4300 м, а в западной и юго-западной – от 50 до 200 м. Самый юг центральной части (южнее 6° с.ш.) относится к шельфу с глубинами 50–100 м, а севернее в глубоководной котловине преобладают глубины от 2000 до 4000 м (максимально – свыше 5000 м). В котловине на юго-востоке расположена обширная подводная возвышенность, венчающа-

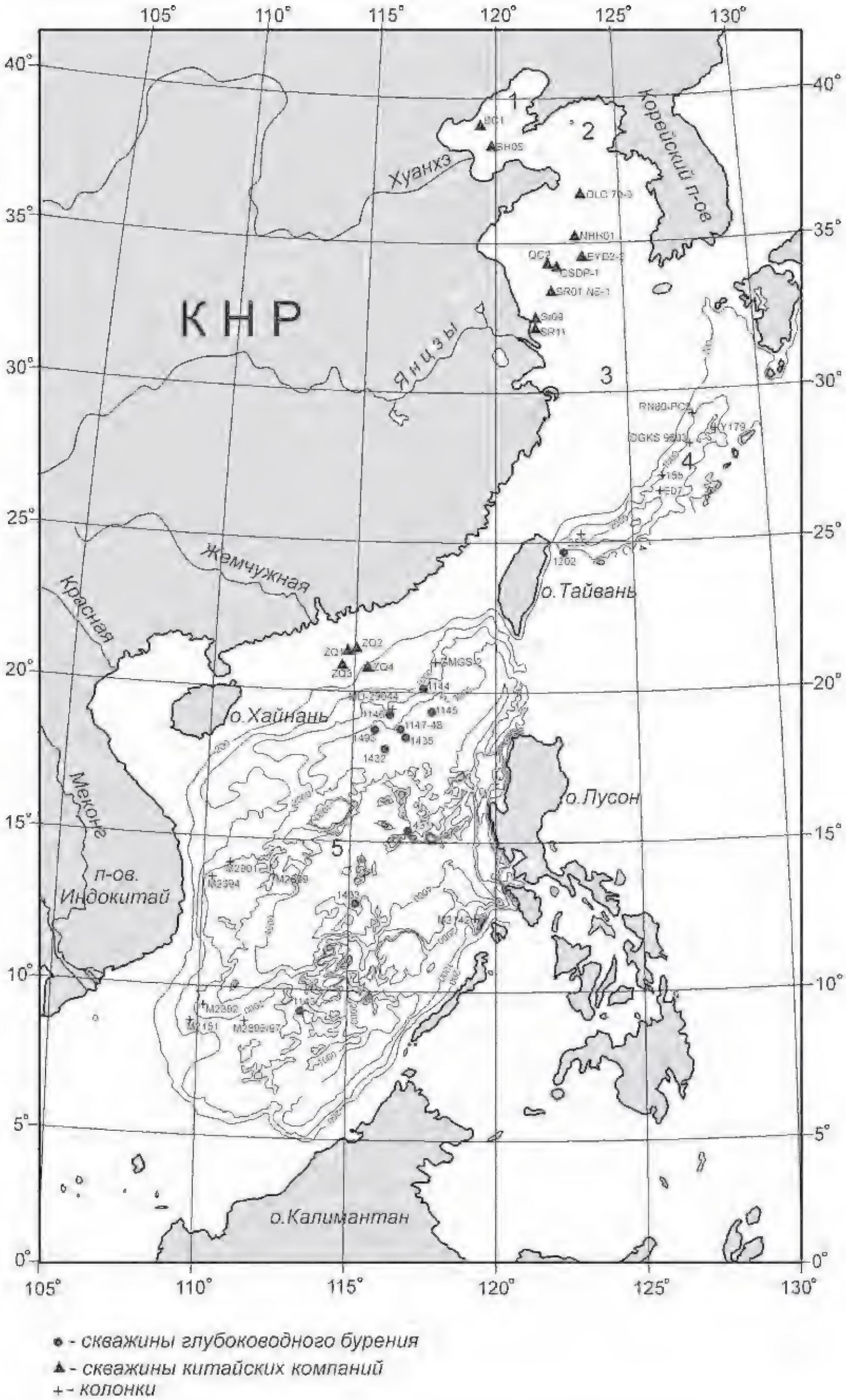


Рис. 1. Расположение изученных скважин и длинных колонок в китайских морях

1 – Бохайский залив; *2* – Желтое море; *3* – Восточно-Китайское море; *4* – Окинавский желоб; *5* – Южно-Китайское море. Изобаты даны в м

яся островами Спратли, а на северо-западе – подводный хребет, над которым возвышаются Парасельские острова (рис. 1).

Бохайский залив и северо-западная часть Желтого моря входят в умеренный климатический пояс, юго-восточная часть Желтого моря и Восточно-Китайское море – в субтропический, а Южно-Китайское – в субэкваториальный и экваториальный (www.geo-sfera.info). Все моря находятся под мощным воздействием Восточно-Азиатского муссона (с запада) и тайфунов, приходящих из Филиппинского моря. В поверхностной циркуляции китайских морей основную роль играет направленное на север теплое течение Куросио, расположенное в восточной половине акватории (рис. 1), при этом в каждом из морей имеются элементы антициклонального круговорота. Ширина течения достигает 170 км, глубина проявления в водной толще составляет около 700 м, температура колеблется в течение года от 18 до 28°С.

Китайские моря получают обильное питание терригенным материалом, главным образом, за счет крупных азиатских рек (с севера на юг): Хуанхэ (Желтой), Янцзы, Жемчужной, Красной и Меконга (рис. 1). Эти реки поставляют, соответственно, 1080, 420, 70, 130 и 160 млн т терригенного материала в год. Твердый сток с Индокитая и островов на восточном обрамлении китайских морей тоже имеет определенное значение, например, с о. Тайвань горные реки поставляют в Южно-Китайское море примерно 70 млн т терригенного вещества в год.

Твердые стоки вышеуказанных крупных рек обладают специфическими чертами минерального и химического составов, которые во многом определяют составы поверхностного слоя донных осадков в морях. Например, состав взвеси р. Хуанхэ практически полностью наследуется осадками Бохайского залива и севера Желтого моря; состав осадков шельфа Восточно-Китайского моря определяется материалом, поставляемым р. Янцзы; осадки северного шельфа Южно-Китайского моря сложены веществом, поставленным р. Жемчужной. В остальных морских бассейнах состав современных осадков смешанный, т.е. отражает влияние нескольких питающих провинций.

На поверхности дна по периферии Бохайского залива доминируют тонкие пелитовые илы гемипелагического типа, а в центре – терригенные пески (рис. 2). В Желтом море пески окаймляют Корейский полуостров и формируют два больших пятна на западе бассейна, остальное пространство занято гемипелагическими пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами. Почти вся площадь дна Восточно-Китайского моря занята песками, за исключением довольно узкой прибрежной полосы на западе и небольшого пятна на севере, где распространены гемипелагические пелитовые и алевритово-пелитовые илы. Дно Окинавского трога выполнено фораминиферовой алевритовой глиной, вмещающей участками металлоносные осадки. На севере Южно-Китайского моря чередуются пески, гемипелагические пелитовые и алевритово-пелитовые илы, западный и южный шельфы сложены песками. В глубоководной котловине западная ее часть занята фораминиферовыми глинами, восточная – радиоляриевыми глинами, а центр сложен глубоководными красными глинами. Отмечавшиеся выше подводные хребты и возвышенности заняты на более мелких участках дна кораллово-фораминиферовыми осадками (современная продукция $CaCO_3$ в районе Парасельских островов составляет 5215 тыс. т/год, в районе островов Спратли – 8430 тыс. т/год), а на более глубоких – фораминиферовыми илами и глинами [Wang et al., 2014a].

Для стратиграфических подразделений плейстоцена в рассматриваемом регионе обзорные литолого-фациальные карты ранее не составлялись.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для создания настоящей статьи использованы результаты нескольких рейсов глубоководного бурения: ODP Leg 185 [Plank et al., 2000], ODP Leg 195 [Salisbury et al., 2002] и IODP Leg 349 [Li et al., 2015]. Скважины рейсов 185 и 349 были пробурены в Южно-Китайском море, скважина 1202 рейса 195 – к СВ от о. Тайвань неподалеку от юго-западного окончания Окинавского желоба (рис. 1). Кроме того, в нашем распоряжении имелись данные по некоторым шельфовым скважинам, пробуренным различными китайскими компаниями на севере Южно-Китайского моря [Wang et al., 2014a], в Желтом море [Liu et al., 2016] и в заливе Бохай [Shi et al., 2016] (рис. 1). В скважинах глубоководного бурения разрезы четвертичных отложений (за исключением скв. 1202) вскрыты полностью. В шельфовых скважинах пройден, как правило, либо только неоплейстоцен, либо еще вскрыты верхи эоплейстоцена. Дополнительно нами использованы также материалы по длинным колонкам, полученным в рейсах научно-исследовательских судов Китая, Германии и Франции [Wang et al., 2014a]. Они сосредоточены, в основном, в районе Окинавского трога, или по периферии Южно-Китайского моря (рис. 1). Самые древние отложения плейстоцена в этих колонках (как правило, полученных с борта французского судна «Marion Dufresne») достигают возраста 300 тыс. лет [Wang et al., 2014b].

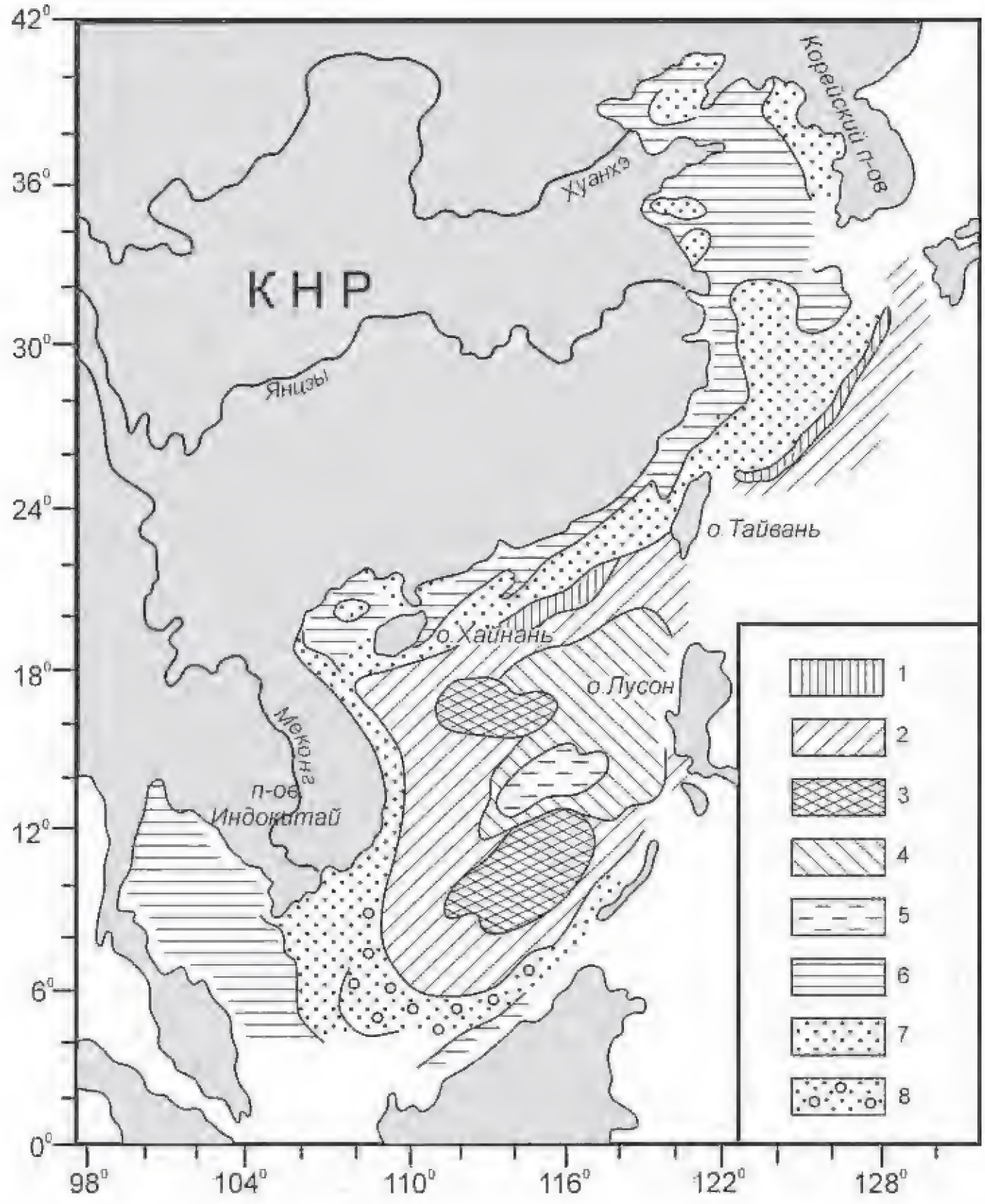


Рис. 2. Литологическая карта поверхностного слоя осадков китайских морей [Wang et al., 2014a], с изменениями)

1 – гравийно-песчаная смесь; *2* – слабокарбонатные (до 20% $CaCO_3$) гемипелагические глины; *3* – кораллово-фораминиферовые осадки; *4* – радиоляриевые глины; *5* – пелагические глины; *6* – гемипелагические глины; *7* – пески; *8* – ре-

ликтовые пески

В работе использованы и сейсмостратиграфические материалы, полученные на шельфе Корейского полуострова [Yoo et al., 2016], в районе подводной дельты р. Жемчужной [Zhang et al., 2015], на шельфе восточного Индокитая [Dung et al., 2014]. Данные по батиметрии (рис. 1) взяты из карты ГЕБКО [GEBKO, 2004].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе вышеуказанных данных и принимая во внимание карту современных осадков китайских морей (рис. 2) нами составлены в масштабе 1:20000000 (поперечная азимутальная равновеликая проекция) литолого-фациальные карты и схемы изопахит для неоплейстоцена (рис. 3, 4) и для эоплейстоцена (рис. 5, 6). По изложенным выше причинам карты для неоплейстоцена лучше обоснованы фактическим материалом.

Неоплейстоцен

Для неоплейстоценовых отложений (рис. 3) внутреннего и среднего шельфа (ориентировочно от береговой линии до изобаты 100 м) характерна цикличность строения с переслаиванием конти-

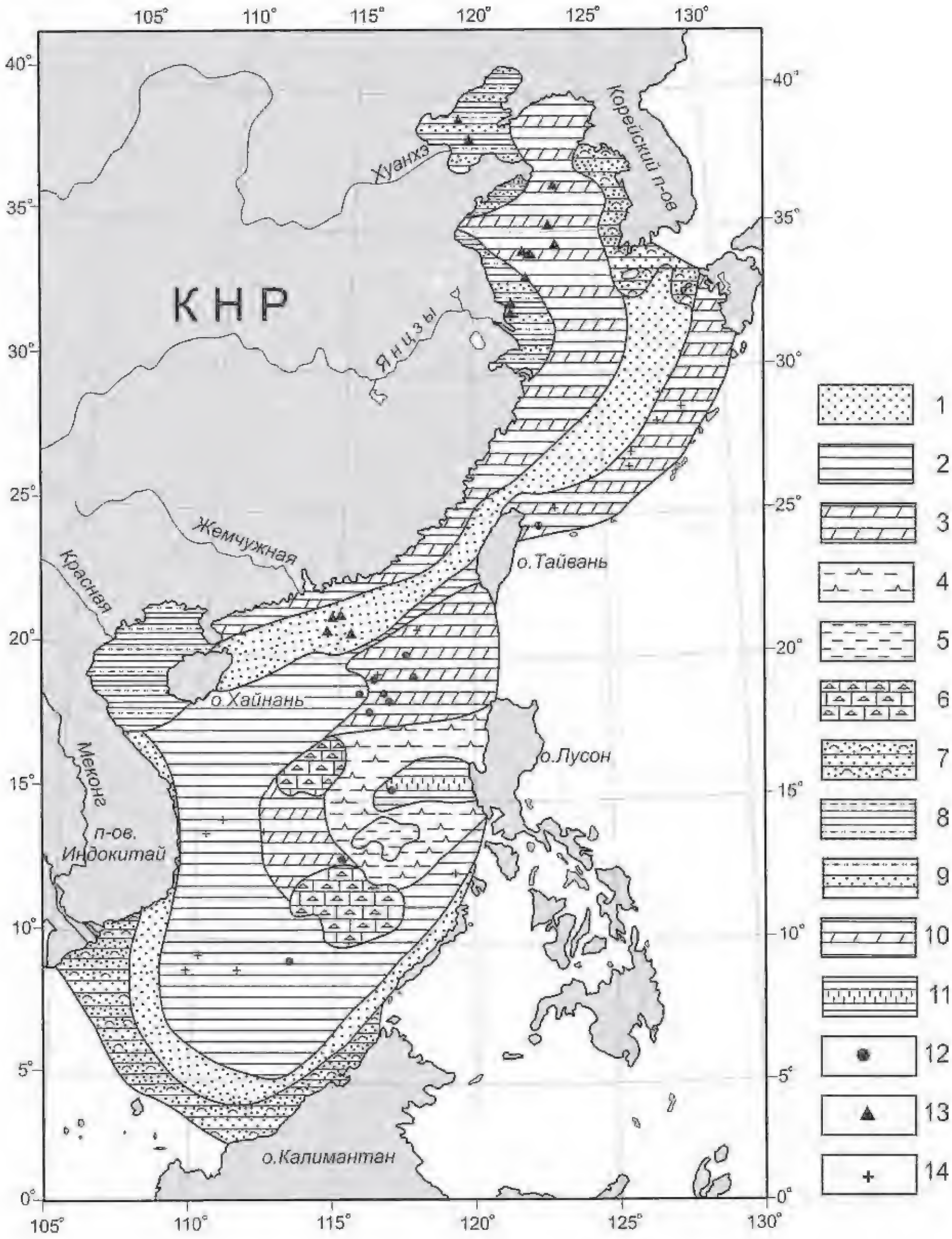


Рис. 3. Литолого-фациальная карта неоплейстоцена

1 – морские пески; *2* –гемипелагические глины; *3* – слабокарбонатные (до 20% $CaCO_3$) гемипелагические глины; *4* – радиоляриевые глины; *5* – пелагические глины; *6* – кораллово-фораминиферовые осадки; *7* – переслаивание аллювиальных и морских песков; *8* – переслаивание аллювиальных глин и морских глин; *9* – переслаивание аллювиальных глин, морских песков и гемипелагических глин; *10* – переслаивание гемипелагических глин и слабокарбонатных гемипелагических глин; *11* – переслаивание гемипелагических глин и терригенных турбидитов; *12* – скважины глубоководного бурения; *13* – скважины китайских компаний; *14* – длинные колонки

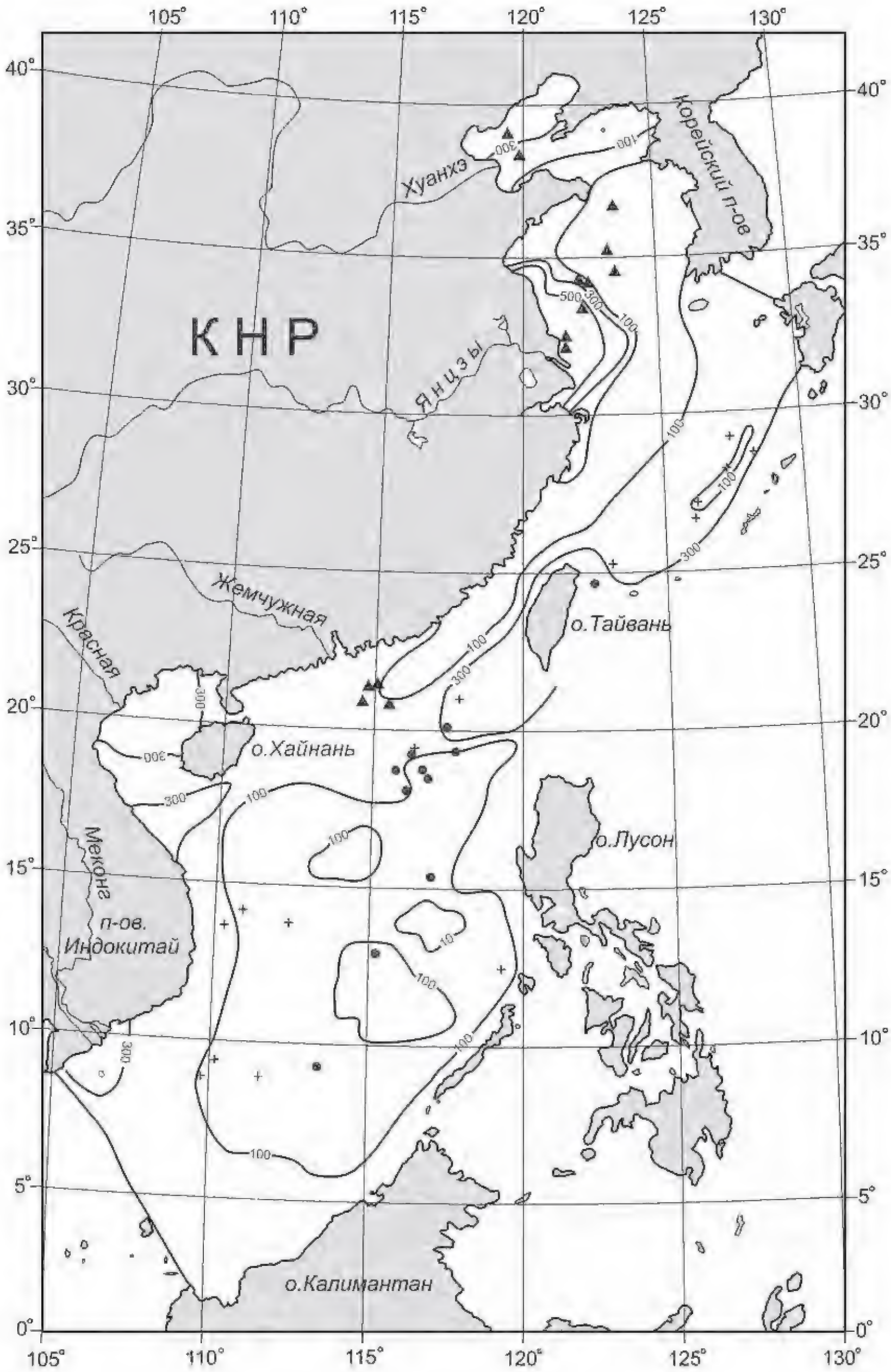


Рис. 4. Схематическая карта изопахит (в м) неоплейстоценовых отложений. Залитые кружки, треугольники и крестики соответствуют условным обозначениям рис. 3, соответственно, номерам *12*, *13* и *14*

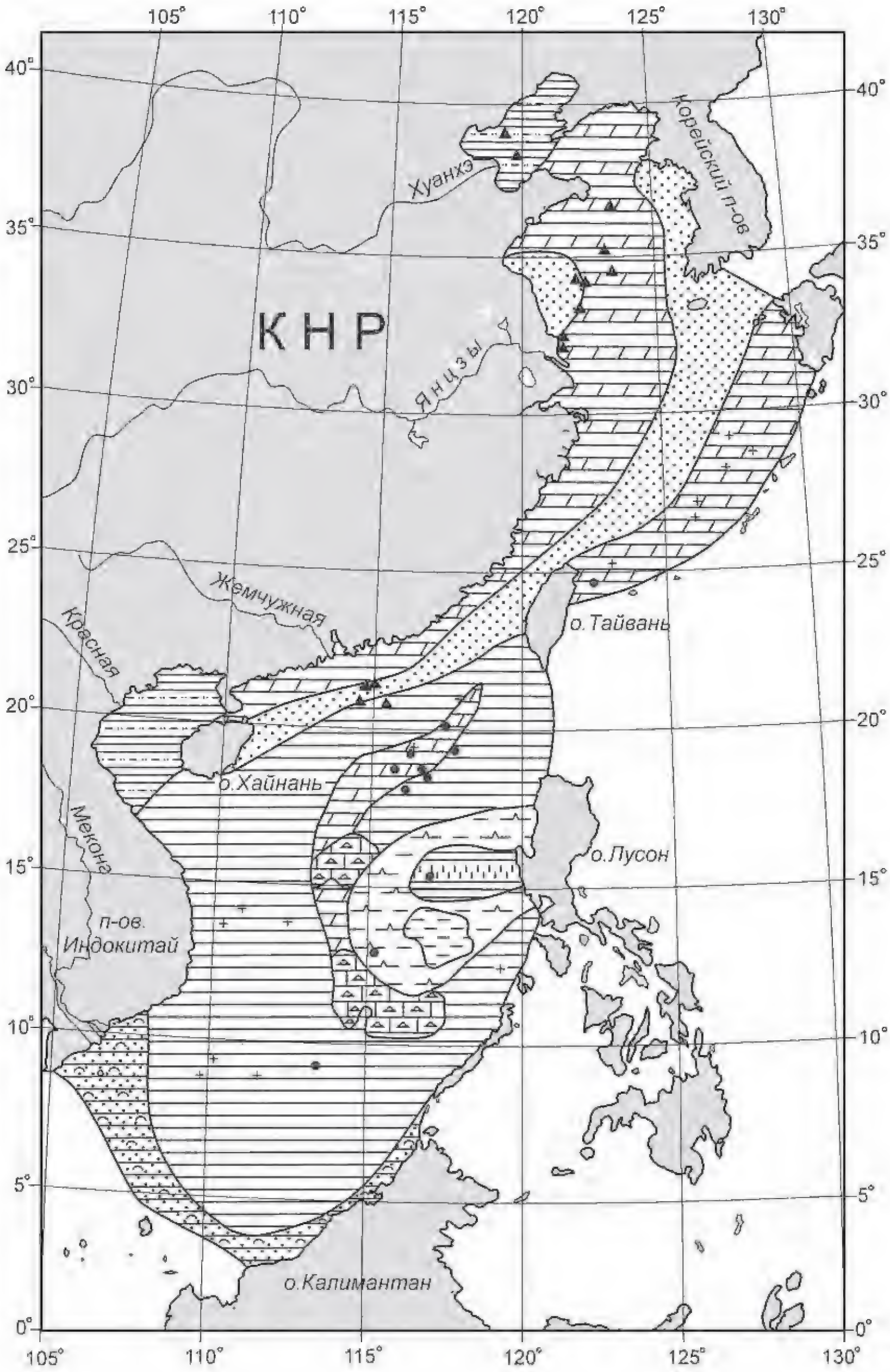


Рис. 5. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена. Условные обозначения см. на рис. 3.

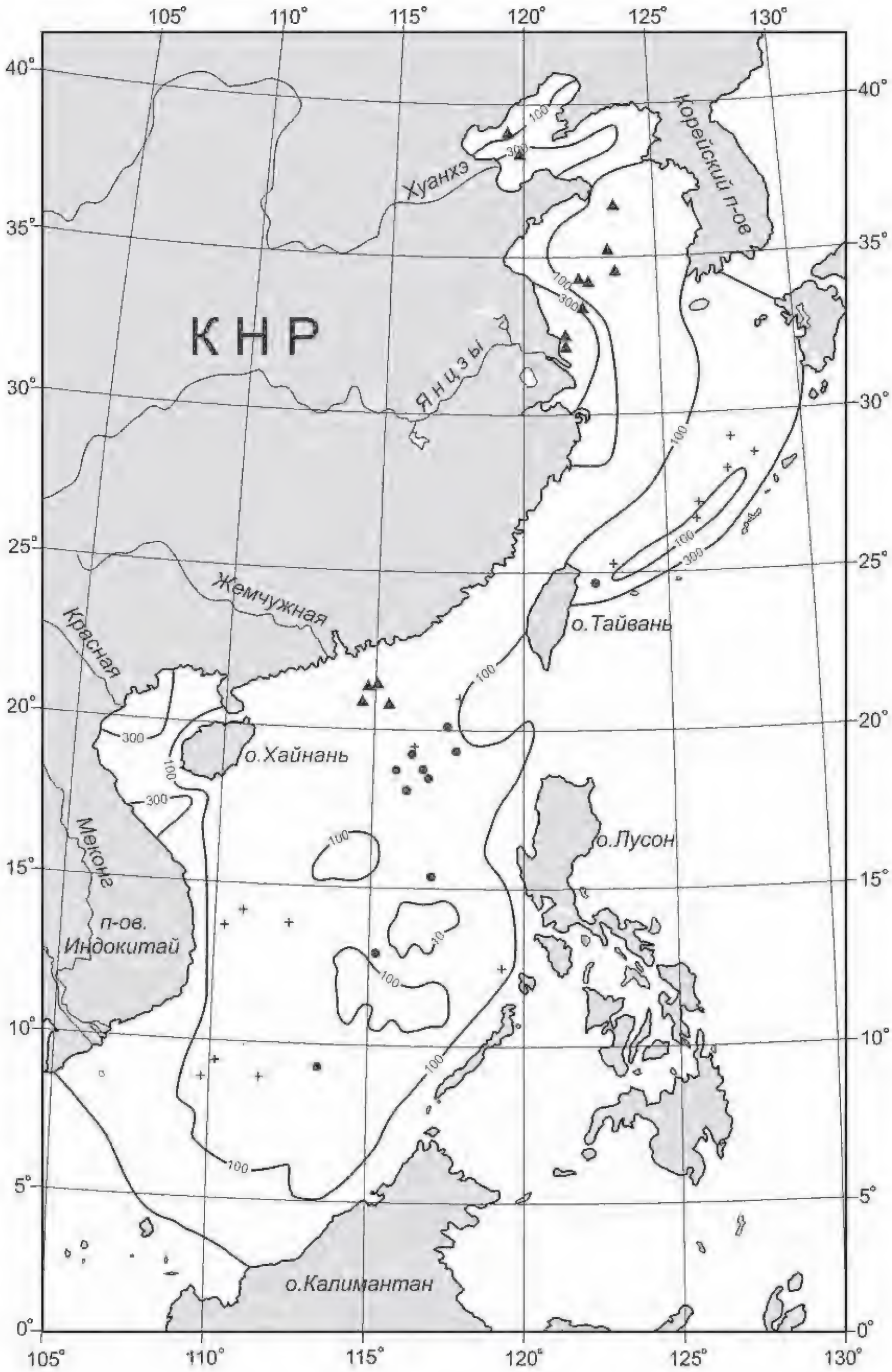


Рис. 6. Схематическая карта изопахит (в м) эоплейстоценовых отложений. Залитые кружки, треугольники и крестики соответствуют условным обозначениям рис. 3, номерам *12*, *13* и *14*.

нентальных и морских осадков. Эта цикличность четко выявлена сейсмостратиграфическими исследованиями (приморские области от Корейского полуострова на севере до полуострова Индокитай на юге) и хорошо описана по керну буровых скважин. Например, в Бохайском заливе в скв. BH08 изучены циклы, состоящие из красных тонких аллювиальных отложений, литоральных темно-серых и желто-коричневых песков, неритических темно-серых алевритов [Shi et al., 2016]. Мощность отдельных циклов составляет от 5 до 17 м, средняя мощность – 12 м. Соотношение тонких осадков и песка в неоплейстоцене равно 50:50. Мощность неоплейстоценовых отложений в данной скважине составляет 126 м. В литолого-фациальную область Бохайского залива мы сочли целесообразным включить и зону старой подводной дельты р. Хуанхэ, расположенную южнее современной дельты.

Примерно также устроена осадочная толща в районе подводной дельты р. Янцзы, при этом на основе линейной экстраполяции имеющихся данных по скоростям накопления в неоплейстоцене можно предположить, что максимальная мощность неоплейстоценовых отложений в депоцентре может существенно превышать 1000 м.

Необходимо отметить также повышенные мощности неоплейстоценовых осадков (по геофизическим данным) (рис. 4) в районах подводных дельт рек Красной и Меконга. Состав осадочной толщи неоплейстоцена при этом различен: более глинистый в районе устья р. Красной и более песчаный в районе устья р. Меконг. Широкое развитие песков в прибрежной зоне объясняется как небольшой глубиной дна (в зоне волнового воздействия), так и активным вдольбереговым перемещением наносов, которое особенно хорошо выражено в зоне влияния выносов р. Жемчужная [Zhang et al., 2015]. За пределами подводных дельт в неоплейстоцене преобладали переслаивавшиеся аллювиальные глинистые осадки и гемипелагические морские алевриты и глины.

Большой вклад в распределение мощностей неоплейстоценовых отложений на шельфе вносят неотектонические движения и создаваемые ими шельфовые депрессии и поднятия [Zhang et al., 2015; Dung et al., 2014].

Вышеупомянутая цикличность обусловлена, прежде всего, колебаниями уровня моря, вызванными ледниково-межледниковыми циклами [Shi et al., 2016]. При этом во время падений уровня моря в ледниковые стадии происходили регрессии и речные системы продвигались в сторону моря. Во время межледниковий происходили противоположные по направленности процессы: повышение уровня моря, затопление шельфовых пространств, трансгрессии, отступание речных систем. Естественно, циклически изменялась и циркуляция на шельфе. В соответствии с изменениями климатических условий эволюционировала и интенсивность Восточно-Азиатского муссона [Wang et al., 2014b].

Внешний шельф постоянно находился в морских условиях. На нем широким развитием в неоплейстоцене пользовались морские пески, что связано с довольно большой гидродинамической активностью, обусловленной близостью бровки шельфа. Поэтому в данной литолого-фациальной зоне довольно много реликтовых песков. Из-за приуроченности к внешнему шельфу ряда шельфовых депрессий (как и в Беринговом море) мощности неоплейстоценовых отложений здесь слегка повышены (между 100 и 300 м) (рис. 4).

На континентальном склоне СВ Тайваня (скв. 1202) в начале Окинавского желоба неоплейстоценовые отложения представлены переслаиванием доминирующих гемипелагических глин, содержащих до 20% $CaCO_3$ в виде фораминифер, и терригенных турбидитов. Их общая мощность превышает 410 м. В центре желоба мощности неоплейстоценовых осадков, судя по результатам экстраполяции линейных скоростей седиментации осадков из длинных колонок, существенно (почти на порядок) уменьшаются.

На глубоководном ложе Южно-Китайского моря фациальная картина в неоплейстоцене существенно отличалась от вышеописанной для более северных китайских морей. Западная и южная части моря были заняты довольно однородными гемипелагическими глинами, мощность которых не превышала 100 м. На континентальном склоне ЮЗ Тайваня (скв. 1144) вскрыты 417 м неоплейстоценовых отложений, из которых вниз по разрезу до уровня 283 м встречены слабокарбонатные гемипелагические глины, а с 283 до 400 м эти же глины обогащены примерно 10% биогенного опала, представленного радиоляриями. Таким образом, обогащение радиоляриями приходится на верхи среднеплейстоценового транзита, т.е. примерно на период с 780 до 600 тыс. лет. Южнее этой зоны (рис. 3) располагаются радиоляриевые глины (их мощность неизвестна), в контур распространения которых на максимальной глубине глубоководной котловины вклинивается небольшое поле пелагических (красных) глин, а на выдвинутом континентальном склоне центрального Лусона расположена область переслаивания гемипелагических глин и терригенных турбидитов (50:50), с единичными прослоями тефры. Такие же прослои тефры (наряду с фораминиферовыми турбидитами) выявлены и на южном континентальном склоне Южно-Китайского моря. Для красных глин по

аналогии с пелагиалью Мирового океана, например, в Атлантике [Левитан, Гельви, 2016] для неоплейстоцена принята мощность менее 10 м. Для континентальных склонов северо-западного и западного шельфов Южно-Китайского шельфа по геофизическим данным обнаружены подводные оползни и прослои гравититов [Zhang et al., 2015; Dung et al., 2014].

У авторов статьи нет данных по бурению подводных возвышенностей на глубоководном ложе Южно-Китайского моря, однако вполне вероятно, что венчающие их «шапки» кораллово-фораминиферовых осадков существовали и в неоплейстоцене. Об этом могут свидетельствовать редкие прослои фораминиферовых турбидитов в неоплейстоценовых осадках основания северного склона возвышенности, увенчанной островами Спратли (скв. 1433). На западе глубоководной котловины между указанными подводными возвышенностями располагался пояс слабокарбонатных гемипелагических глин мощностью менее 100 м.

В целом материалы глубоководного бурения свидетельствуют о том, что содержание карбонатных остатков в осадках неоплейстоцена возрастало в периоды межледниковий. Например, в скв. 1145 в это время даже появлялись единичные прослои кокколитовых илов.

Интересно отметить определенное сходство в распределении осадков верхов плейстоцена в Норвежско-Гренландском бассейне [Левитан и др., 2007] и в китайских морях. В обоих случаях относительно обогащенные биогенными остатками донные осадки тяготеют к восточной части бассейна, где проходит теплое течение, в то время как чисто терригенные отложения сосредоточены преимущественно в западной части, где доминируют холодные течения.

Эоплейстоцен

В эоплейстоцене в Бохайском заливе возрастает роль континентальных фаций (соотношение континентальных и морских отложений составляет 80:20) [Shi et al., 2016]. Судя по экстраполяции скоростей седиментации, возрастает по сравнению с неоплейстоценом и мощность эоплейстоценовых осадков (рис. 6). В подводной дельте Янцзы возрастает роль континентальных песков (до 20%) [Liu et al., 2016]. В остальном распределение типов осадков на шельфе китайских морей принципиально не отличается от неоплейстоцена (рис. 5), за исключением того, что граница распространения континентальных фаций, как правило, не превышала 90 м. В Окинавском желобе в эоплейстоцене доминируют, скорее всего, слабокарбонатные гемипелагические глины, при этом, исходя из возраста начала формирования трога (около 2.0–1.7 млн лет) [Хаин, 2001] скорости седиментации были выше, чем в неоплейстоцене.

Судя по результатам глубоководного бурения, в целом картина распределения типов осадков в Южно-Китайском море в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом не изменилась (рис. 5). Основные изменения касаются явно уменьшившихся мощностей (и скоростей седиментации) (рис. 6). Кроме того, в эоплейстоцене скв. 1144 на севере бассейна описаны гемипелагические глины с 10–20% $CaCO_3$, радиолярии в них отсутствуют. На континентальном склоне о. Лусон в скв. 1431 ниже 101 м в разрезе эоплейстоценовых отложений появляются редкие прослои карбонатных турбидитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предыдущих разделах статьи уже отмечалось, что построенные карты для нео-плейстоцена являются существенно более обоснованными, чем для эоплейстоцена. Это обусловлено тем, что многие скважины китайских компаний и длинные колонки или не дошли до границы нео- и эоплейстоцена, или вскрыли только верхи эоплейстоцена. Поэтому в ряде случаев мощности эоплейстоценовых отложений рассчитывались лишь с помощью экстраполяции соответствующих скоростей седиментации.

Это замечание необходимо иметь в виду при анализе нижеизложенного материала, особенно табл. 1 и 2, полученных при обсчете вышеупомянутых карт объемным методом А.Б. Ронова [1949].

Итак, площадь, занятая неоплейстоценовыми осадками в китайских морях, составляет 3693,0 тыс $м^2$. Из них 1496,0 тыс $км^2$, или 40,5 %, составляют области переслаивания различных типов осадков. Общий объем осадков составляет 634,6 тыс. $км^3$. В общем объеме осадков доминируют гемипелагические глины (184,3 тыс. $км^3$), морские пески (160,8 тыс. $км^3$) и слабокарбонатные (10–20% $CaCO_3$) гемипелагические глины (143,5 тыс. $км^3$). Объемы других типов осадков существенно меньше (табл. 1). Суммарный объем континентальных типов отложений составляет 15,1 % от общего объема неоплейстоценовых осадков.

В эоплейстоценовое время области переслаивания различных типов отложений занимали 28,4% всей площади. Общий объем осадков составляет 364,9 тыс $км^3$. В общем объеме осадков доминируют гемипелагические глины (233,2 тыс $км^3$), аллювиальные глины (64,0 тыс $км^3$) и морские пески (60,1 тыс $км^3$). Объемы других типов осадков существенно меньше (табл. 2). Суммар-

Таблица 1. Площади (S, тыс км^2) и объемы (V, тыс км^3) неоплейстоценовых отложений

Типы осадков	Морские пески	Конт. пески	Гемипелагич. глины	Аллювиал. глины	Слабо карбонатные гемипелагич. глины	Терриг. турбидиты	Радиоляр. глины	Пелаг. глины	Коралл. форам. осадки
S	1097	329	2187	330	1073	71	448	28	139
V	160,8	35,2	184,3	60,7	143,5	1,7	20,3	0,3	27,8

Таблица 2. Площади (S, тыс км^2) и объемы (V, тыс км^3) эоплейстоценовых отложений

Типы осадков	Морские пески	Конт. пески	Гемипелагич. глины	Аллювиал. глины	Слабо карбонатные гемипелагич. глины	Терриг. турбидиты	Радиоляр. глины	Пелаг. гли-ны	Коралл. форам. осадки
S	463	233	2387	771	341	59	109	57	92
V	60,1	23,3	233,2	64,0	43,0	3,0	11,0	2,2	8,5

ный объем континентальных типов отложений составляет 23,9% от общего объема эоплейстоценовых осадков.

Некоторые результаты анализа полученных результатов являются вполне очевидными. Например, в плейстоцене вообще и в обеих проанализированных его секциях в частности доминирует терригенная седиментация. В неоплейстоцене суммарный объем терригенного вещества был заметно выше, чем в эоплейстоцене, а объем морских терригенных отложений в течение всего плейстоцена сильно превышал объем континентальных осадков.

Для более тонкого анализа имеет смысл перейти от объемов к массам сухого осадочного вещества и к массам вещества в единицу времени (табл. 3). Для этого надо воспользоваться данными по физическим свойствам осадков, взятыми из упоминавшихся выше отчетов по глубоководному бурению. Для пересчетов применим ранее опубликованную формулу [Левитан и др., 2013]. Анализ табл. 3 приводит к выводу об увеличении в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом скорости накопления (I) практически всех типов осадков, за исключением терригенных турбидитов и пелагических глин. Если ситуация с терригенными турбидитами объясняется неотектоническим развитием о. Лусон, то уменьшение накопления пелагических глин можно связать с усиленным развитием терригенной седиментации в неоплейстоцене, которая ограничила области распространения пелагических глин. Отношение суммарной скорости накопления терригенных морских осадков в неоплейстоцене к эоплейстоцену равно 2.0.

Интересно сравнить этот вывод и данные китайских исследователей о средних абсолютных массах терригенного и карбонатного вещества

Таблица 3. Массы сухого осадочного вещества (M, 10^{18} г) и массы осадков в единицу времени (I, 10^{18} г/млн лет)

Типы осадков		Морские пески	Конт. пески	Гемипелагич. глины	Аллювиал. глины	Слабо карбонатные гемипелагич. глины	Терриг. турбидиты	Радиоляр. глины	Пелаг. глины	Коалл. форам. осадки
Неоплейстоц	M	168,8	37,0	124,4	45,2	52,7	0,9	10,4	0,1	13,7
	I	213,7	46,8	157,5	57,2	66,7	1,1	13,2	0,1	17,3
Эоплейстоц	M	43,4	30,2	146,7	42,6	26,7	2,5	5,6	0,9	7,4
	I	43,4	30,2	146,7	42,6	26,7	2,5	5,6	0,9	7,4
I Q2+3/I Q1		4,9	1,5	1,1	1,3	2,5	0,4	2,4	0,1	2,3

на глубоководном ложе Южно-Китайского моря, основанные на данных по 94 сейсмическим профилям, 154 скважинам китайских компаний и 6 скважинам глубоководного бурения рейса ODP 184: в среднем миоцене средние абсолютные массы терригенного и карбонатного вещества (в г/см^2 в год) были равны, соответственно, 6,04 и 2,59; в позднем миоцене – 6,14 и 5,20; в плиоцене – 6,58 и 2,58; в четвертичном периоде – 12,34 и 2,52 ([Wang et al., 2014a], с изменениями). Таким образом, по данным китайских исследователей получается четкий тренд роста интенсивности терригенной седиментации со среднего миоцена по четвертичный период включительно (со взрывным ростом после плиоцена), а по нашим данным этот тренд сохранился и в течение плейстоцена (только уже для всех китайских морей).

В целом явное увеличение скорости накопления различных типов терригенных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом объясняется сочетанием ряда факторов: 1) возрастанием речного стока (см. табл. 3); 2) усилением неотектонического горообразования в Восточной Азии и на Тайване; 3) усилением муссонного режима и атмосферной циркуляции; 4) более глубокими падениями уровня моря во время оледенений. Неотектоника шельфовых областей, вероятно, демонстрирует более сложную картину во времени, поэтому местами формирование шельфовых депрессий происходило более активно в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Судя по табл. 3, интенсивность преодоления терригенным осадочным материалом так называемого маргинального фильтра [Лисицын, 1994], т.е. зоны смешения речных и морских вод, была выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене.

Практически стабильная интенсивность карбонатонакопления в плиоцен-четвертичное время свидетельствует о том, что отмеченная по данным глубоководного бурения преимущественная приуроченность карбонатов к межледниковьям и эоплейстоцену является результатом большего разбавления карбонатов терригенным материалом в неоплейстоцене и, особенно, в периоды оледенений. К сожалению, отсутствие в нашем распоряжении данных бурения по кораллово-водорослевым осадкам и некоторым другим типам отложений не позволяет реально оценить изменения в интенсивности их седиментации в течение плейстоцена.

С накоплением биогенного опала не все понятно, однако конкретные данные по скв. 1144 свидетельствуют о росте его содержаний в низах неоплейстоцена (в рамках среднеплейстоценового перехода) по сравнению с эоплейстоценом. Этот факт соответствует развиваемой нами концепции «двух океанов» в плейстоцене [Левитан, 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Система китайских морей простирается с севера на юг от Корейского полуострова до о. Калимантан, пересекая три климатических пояса: Бохайский залив и северо-западная часть Желтого моря входят в умеренный климатический пояс, юго-восточная часть Желтого моря и Восточно-Китайское море – в субтропический, а Южно-Китайское – в субэкваториальный и экваториальный. Значительная часть рассматриваемой акватории расположена в пределах континентальных шельфов: Бохайский залив и Желтое море – полностью, Восточно-Китайское море – на 75,6%, Южно-Китайское – на 52,4%.

Основу питания китайских морей осадочным материалом составляет поставка терригенного вещества крупными азиатскими реками: Хуанхэ (Желтой), Янцзы, Жемчужной, Красной и Меконгом. Определенную роль играет также твердый сток короткими горными реками, расположенными на о. Тайвань и на полуострове Индокитай. В целом на современном этапе абсолютно доминирует терригенное осадконакопление. Некоторое значение имеет биогенная седиментация (в основном, карбонатная) на тех подводных возвышенностях Южно-Китайского моря, где разбавляющее влияние терригенного осадконакопления минимально. В этом же бассейне, в центре глубоководной котловины, отмечены небольшие участки развития радиоляриевых глин и пелагических (красных) глин.

Основные литолого-фациальные зоны осадконакопления в нео- и эоплейстоцене охватывали внутренний и средний шельф, внешний шельф, континентальные склоны, Окинавский желоб, глубоководное ложе Южно-Китайского моря.

На внутреннем и среднем шельфе развито циклическое переслаивание континентальных (в основном, аллювиальных) и морских терригенных осадков, обусловленное, прежде всего, гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря и связанными с ними трансгрессивно-регрессивными циклами. На внешнем шельфе накапливались морские терригенные осадки в основном песчаного состава. На континентальных склонах отмечены среди гемипелагических осадков прослои терригенных и карбонатных турбидитов, отложений подводных оползней и других гравититов. Окинавский желоб выполнен преимущественно слабокарбонатными пелагическими глинами. Континентальные склоны и периферия глубоководного ложа Южно-Китайского моря выполнены, в основном, гемипелагическими глинами (включая их слабокарбонатные разновидности). В центральных частях этого бассейна распространены

в котловине радиоляриевые глины и красные глины, а на подводных хребтах и возвышенностях – карбонатные осадки, включая наиболее мелководные кораллово-фораминиферовые отложения.

В течение плейстоцена, также как и для современного этапа, установлено доминирование терригенной седиментации, причем в неоплейстоцене суммарная скорость накопления морских терригенных осадков превышала величину этого параметра для эо-плейстоцена в 2 раза. Основной причиной этого явления мы считаем интенсификацию неотектонических горообразовательных движений в зоне водосбора для китайских морей, хотя в целом распределение неотектонических структур и движений в этой зоне носит довольно сложный характер.

Статья написана при финансовой поддержке гранта РФФИ №17-05-00157, гранта Программы Президиума РАН №48 и госзадания № 0137-2018-0008 (номер темы ГЕОХИ РАН).

Литература

Левитан М.А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах / Геохимия, 2016, №3. С. 278–286.

Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане / Геохимия, 2013, №5. С. 387–395.

Левитан М.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане / Геохимия, 2016, №12. С. 1091–1103.

Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря / Геохимия, 2018, №4 (в печати).

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов / Океанология 1994, №5. С. 735–748.

Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3), 1949. 136 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Dung B.V., Stattegger K., Thanh N.T., Phach P.V., Dung T.T., Thong B.H. Late Pleistocene – Holocene seismic stratigraphy of Nha Trang shelf, central Vietnam / Marine Petrol. Geol. 2014. V. 58. P. 789–800.

GEBCO (general bathymetric chart of the oceans). 2004. International Hydrographic Organization.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, 2004. 82 p.

Li C.-F., Lin Y., Kulhanek D.R. et al. Proc. IODP, 2015. V. 349. doi: 10.14379/iodp.proc.349.105.2015.

Liu J., Liu Q., Zhang X., Liu J., Wu Z., Mei X., Shi X., Zhao Q. Magnetostratigraphy of a long Quaternary sediment core in the South Yellow Sea / Quatern. Sci. Res. 2016. V. 144. P. 1–15.

Plank T., Ludden J.N., Escutia C. et al. Proc. ODP, Init. Repts., 2000. V. 185. College Station TX (Ocean Drilling Program). doi: 10.2973/odp.proc.ir.185.101.2000.

Salisbury M.H., Shinohara M., Richter C. et al. Proc. ODP, Init. Repts., 2002. V. 195. College Station TX (Ocean Drilling Program). doi: 10.2973/odp.proc.ir.195.105.2002.

Shi X., Yao Z., Liu Q., Larrasoaña J.C., Bai Y., Liu Y., Liu J., Cao P., Li X., Qiao S., Wang K., Fang X., Xu T. Sedimentary architecture of the Bohai Sea China over the last 1 Ma and implications for sea-level changes / Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 451, 10–21.

Wang P., Li Q., Li C.-F. Geology of the China Seas. Amsterdam: Elsevier, 2014a. 687 p.

www.geosfera.info

Wang P., Li Q., Tian J. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: progress over the past 20 years / Mar. Geol. 2014. V. 352, 381–396.

Yoo D.-G., Lee G.-S., Kim G.-Y., Kang N.-K., Li B.-Y., Kim Y.-J., Chun J.-H., Kong G.-S. Seismic stratigraphy and depositional history of late Quaternary deposits in a tide-dominated setting: An example from the eastern Yellow Sea / Marine Petrol. Geol. 2016. V. 73, 212–227.

Zhang G., Liang J., Lu J., Yang S., Zhang M., Holland M., Schultheiss P., Su X., Sha Z., Xu H., Gong Y., Fu S., Wang L., Kuang Z. Geological features, controlling factors and potential prospects of the gas hydrate occurence in the east part of the Pearl River Mouth Basin, South China Sea / Marine Petrol. Geol. 2015. V. 67, 356–367.

Levitan M.A. Sravnitel'nyy analiz pelagicheskogo pleystotsenovogo kremnenakopleniya v Tikhom i Indiyskom okeanakh / Geokhimiya, 2016, №3. S. 278–286.

Levitan M.A., Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gel'vi T.N. Kolichestvennyye parametry pelagicheskoy pleystotsenovoy sedimentatsii v Tikhom okeane / Geokhimiya, 2013, №5. S. 387–395.

Levitan M.A., Gel'vi T.N. Kolichestvennyye parametry pelagicheskoy pleystotsenovoy sedimentatsii v Atlanticheskom okeane / Geokhimiya, 2016, №12. S. 1091–1103.

Levitan M.A., Gel'vi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.M. Fatsial'naya struktura i kolichestvennyye parametry pleystotsenovykh otlozheniy Beringova morya / Geokhimiya, 2018, №4 (v pechati).

Levitan M.A., Lavrushin YU.A., Shtayn R. Ocherki istorii sedimentatsii v Severnom Ledovitom okeane i moryakh Subarktiki v techeniye poslednikh 130 tys. let. M.: GEOS, 2007. 404 s.

Lisitsyn A.P. Marginal'nyy fil'tr okeanov / Okeanologiya 1994, №5. S. 735–748.

Ronov A.B. Istoriya osadkonakopleniya i kolebatel'nykh dvizheniy Yevropeyskoy chasti SSSR (po dannym ob»yemnogo metoda). M.: Geofiz. in-t AN SSSR (3), 1949. 136 s.

M.A. Levitan, T.A. Antonova, T.N. Gelvi, A.V. Koltsova, L.G. Domaratskaya

THE FACIAL STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE CHINA SEAS

This work describes for the first time the compiled lithological-facial maps and sediment thickness maps for Neo- and Eopleistocene deposits of the Chinese seas. Scale of maps and schemes ıы 1: 20,000,000. After the processing of cartographic materials by the volumetric method by A.B. Ronov, data on the areas, volumes and masses of dry matter for each of the main types of sediment for both age groups were obtained, as well as the rate of accumulation of these masses per unit time. In the Pleistocene, terrigenous sedimentation was absolutely dominant in the studied sea basin. In general, the rate of accumulation of terrigenous matter clearly increased during the Pleistocene.

Keywords: Bohai Bay, the Yellow Sea, the East China Sea, the South China Sea, Neopleistocene, Eopleistocene, marine sediments, sedimentation rate

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ СЕРГЕЯ МИХАЙЛОВИЧА ШИКА

С прискорбием извещаем, что 15 января 2018 г. на 93 году, скончался продолжавший активную деятельность, крупнейший специалист по геологии Европейской части нашей страны, член Бюро МСК, председатель РСМК Сергей Михайлович Шик.

Будучи продолжительное время главным геологом Управления «Центр геологии», под руководством С.М. Шика проводилась работа по руководству разработкой стратиграфии отложений многих систем, созданию региональных стратиграфических схем и проведению Государственного среднемасштабного геологического картографирования

Мы потеряли человека, обладавшего энциклопедическими знаниями по геологии Европейской части СССР. Но особая страсть в геологической жизни у Сергея Михайловича была к стратиграфии четвертичных отложений. Этим образованиям была посвящена его успешно защищенная кандидатская диссертация и целый массив публикаций, посвященных стратиграфии четвертичных отложений, истории материковых оледенений и их возрасту. С.М. Шик охотно делился своими новыми идеями со слушателями на многочисленных семинарах, совещаниях, во время геологических экскурсий.

Особая страница жизни С.М. была связана с Великой Отечественной войной, в которой он принимал активное участие, вспоминая иногда юмористические эпизоды из этого тяжелого жизненного испытания.

СОДЕРЖАНИЕ

Епифанов В.А. ВЗРЫВНЫЕ ВОРОНКИ-КОЛОДЦЫ И АКТУАЛЬНОСТЬ ИЗУЧЕНИЯ РОЛИ ДЕГАЗАЦИИ НЕДР В КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЯХ И ЛАНДШАФТНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА..... 5

Миронюк С. Г. , Иванова А. А. МИКРО- И МЕЗОРЕЛЬЕФ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ..... 41

Судакова Н.Г. , Антонов С.И., Введенская А.И., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. РЕКОНСТРУКЦИЯ РАДИАЛЬНО-МАРГИНАЛЬНОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЗОН В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ И ОКИ..... 59

Гептнер А.Р. БИОХЕМОГЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ГЛЕНДОНИТОВ..... 71

Наугольных С.В. АЛЕОПОЧВЫ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ Г. РАМЕНСКОЕ (МОСКОВСКАЯ ОБЛ.), ИХ СТРОЕНИЕ И ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ..... 86

Сычева С.А. ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ И СТАДИЙНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЧВЫ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ..... 99

Лаврушин Ю.А. ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ВЫСОКОСКОРОСТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВОДОКАМЕННЫХ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ ГОРНЫХ ДОЛИН И СКЛОНОВ..... 110

Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ..... 135

Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г. ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЕЙ КИТАЯ..... 143

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Сергея Михайловича Шика..... 157

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY
№ 76, 2018

CONTENTS

Epifanov V.A. EXPLOSIVE FUNNEL-WELLS AND THE URGENCY OF STUDYING THE ROLE OF SUBSOIL DEGASSING IN CLIMATIC EVENTS AND LANDSCAPE TRANSFORMATIONS OF THE QUATERNARY PERIOD..... 5

Mironyuk S. G., Ivanova A.A. MICRO- AND MESORELEF OF THE GLACIAL SHELF OF BARENTS AND KARSKY SEAS IN THE LIGHT OF NEW DATA..... 41

Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Karpuhin S.S., Altinov A.E. RECONSTRUCTION OF THE RADIAL-MARGINAL INFRASTRUCTURE OF MARGINAL GLACIAL ZONES IN THE BASIN OF THE UPPER VOLGA AND OKA..... 59

Geptner A.R. BIOCHEMICAL GENESIS OF GLENDONITES.....71

Naugol'nykh S.V. PALEOSOLS OF THE UPPER PLEISTOCENE FROM THE VICINITY OF THE CITY OF RAMENSKOE (MOSCOW REGION), THEIR STRUCTURE AND POSSIBLE INTERPRETATION..... 86

Sycheva S.A. EVOLUTION OF VIEWS ON THE AGE, DURATION AND DEVELOPMENT STAGES OF THE OF THE MIKULINIAN INTERGLACIAL SOIL..... 99

Lavrushin Yu.A. PECULIARITIES OF HIGH-SPEED DYNAMICS OF SEDIMENTATION OF DEBRIS FLOWS IN MOUNTAIN VALLEYS AND ON SLOPES.....110

Levitan M.A., Antonova T.A., Domaratskaya L.G., Koltsova A.V., Syromyatnikov K.V. THE FACIAL STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE SEA OF JAPAN.....135

Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N., Koltsova A.V., Domaratskaya L.G. THE FACIAL STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE CHINA SEAS..... 143

IN MEMORIUM

Remembering Sergey Mikhaylovich Shik..... 157

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 76

Бюллетень основан в 1929 г.

Дизайн и компьютерная верстка *Р.И. Недумов*

ООО «Издательство ГЕОС»
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 20.05.2018.
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 200 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6